CUPRINS

Introducere 9

1. Reprezentarea grafică a structurilor geologice 20

1.1. Hărți geologice 20
1.2. Secțiuni geologice 22
1.3. Coloane stratigrafice 23
1.4. Legenda hărților, secțiunilor geologice și coloanelor stratigrafice . . 23
1.5. Hărți geologice speciale 28

2. Raporturi crustă-litosferă-manta 34

2.1. Constituția globului terestru 34
2.2. Litosfera și astenosfera 36
2.2.1. Litosfera 36
2.2.2. Astenosfera 38
2.2.3. Grosimea litosferei și fluxul termic 38
2.3. Crusta terestră 40
2.3.1. Crusta continentală 40
2.3.2. Crusta oceanică 41
2.3.3. Crusta intermediară 42
2.3.4. Tipuri crustale 43
2.3.5. Evoluția crustei terestre 45

3. Structuri primare 49

3.1. Structuri primare ale rocilor sedimentare 49
3.1.1. Stratul ca parte elementară a stratisferei 49
3.1.2. Proprietăți structurale ale rocilor sedimentare 52
3.1.3. Raporturi de concordanță și discordanță a stratelor 57
3.1.4. Tipuri de discordanțe în stratigrafia seismică 59
3.1.5. Transgresiuni și regresiuni marine 62
3.1.6. Ciclu sedimentar sau etaj structural 66
3.2. Structuri primare ale rocilor eruptive 67
3.2.1. Structuri primare ale rocilor extruzive 67
3.2.2. Structuri primare ale rocilor intruzive 70
3.3. Relații tipuri de magmatism—plăci litosferice 79

4. Stress și deformare 84

4.1. Stress 84
4.1.1. Componentele stressului 85
4.1.2. Stressul într-un punct 86
4.1.3. Stressul pe un plan 88
4.1.4. Elipsoidul de stress 89
4.1.5. Stări speciale de stress 89
4.1.6. Exemple de stări de stress în roci 91
4.2. Deformarea 93
4.2.1. Elipsoidul de deformare 95

4.2.2. Strainuri asociate cu deformări omogene 96
4.2.3. Strain şi deformare 97
4.3. Răspunsul rocilor la acţiunea stressului 98
4.3.1. Stadii de deformare 98
4.3.2. Diagrama stress-deformare 100
4.3.3. Mecanisme de deformare 101
4.3.4. Factorii care controlează comportarea rocilor 106

5. Structuri cutate. Procese de cutare 109

5.1. Elementele geometrice ale cutelor 105
5.2. Clasificarea geometrică a cutelor 114
5.3. Analiza microstructurală a cutelor 119
5.3.1. Orientarea elementelor constitutive ale rocilor 119
5.3.2. Clivajul, şistozitatea şi liniaţiile 121
5.3.3. Aplicaţii practice ale analizei microstructurale în studiul structurilor cutate 129
5.4. Stadiile de deformare a stratelor 133
5.5. Tipuri de mecanisme de cutare 134
5.5.1. Cutarea prin flexionare şi alunecare 134
5.5.2. Cutarea prin aplatizare 139
5.5.3. Cutarea prin curgere 141
5.5.4. Cutarea prin flexionare şi forfecare 142
5.5.5. Cutarea prin flexionare şi aplatizare 143
5.5.6. Cute knick, „en chevron" şi conjugate 144
5.6. Nivele structurale 147
5.7. Tipuri genetice de cute 151
5.7.1. Cute formate prin acţiunea forţelor tectonice 151
5.7.2. Cute de origine netectonică 155
5.8. Metode de studiu şi reprezentare a cutelor 157

6. Structuri discontinui 164

6.1. Rupturi în roci 164
6.2. Mecanica rupturilor 164
6.2.1. Relaţiile rupturilor cu stressul şi deformarea 167
6.2.2. Factorii care controlează comportarea rocilor la rupere 169
6.3. Fisuraţia rocilor 172
6.3.1. Tipuri de fisuri 172
6.3.2. Metode de cercetare a fisuraţiei rocilor 180

7. Falii 182

7.1. Caracterele generale şi elementele faliilor 182
7.2. Clasificarea faliilor 190
7.2.1. Clasificarea geometrică 190
7.2.2. Clasificarea genetică 194
7.3. Metode de studiu şi reprezentare a faliilor 196
7.4. Falii gravitaţionale 204
7.4.1. Asociaţii de falii gravitaţionale 205
7.4.2. Mecanisme de formare a grabenelor 207
7.4.3. Tipuri de zone de rifturi 210
7.4.4. Exemple de rifturi intracontinentale şi intercontinentale . . . 213
7.5. Falii de încălecare 218
7.5.1. Tipuri genetice de încălecări 219
7.5.2. Asociaţii de falii de încălecare 221
7.5.3. Pînze tectonice 223
7.5.4. Consideraţii asupra mecanismelor de formare a şariajelor şi încălecărilor 228

7.6. Decroşări 240
7.6.1. Sisteme de decroşare 243
7.6.2. Evoluţia marilor decroşări la scara globului terestru 245
7.7. Falii transformante 249

8. Diapirismul şi structurile diapire 254

8.1. Elementele structurilor diapire 254
8.2. Originea structurilor diapire 258
8.3. Tipuri de structuri diapire 261
8.4. Ipoteze privind modul de punere în loc a nucleelor diapire 261
8.5. Structuri diapire din România 262

9. Tectonica globală 267

9.1. Teoria expansiunii fundurilor oceanice 267
9.1.1. Dinamica procesului de expansiune 271
9.1.2. Mecanismele expansiunii fundului oceanic 276
9.2. Deriva continentelor 277
9.3. Tectonica plăcilor 282
9.3.1. Mişcările plăcilor 284
9.3.2. Stressuri în plăcile litosferice 286
9.4. Procese tectonice din zonele de subducţie 287
9.4.1. Morfostructura zonelor de subducţie 287
9.4.2. Procese tectonice necolizionale 290
9.4.3. Dinamica procesului de subducţie 293

10. Mişcări tectonice 297

10.1. Mişcări verticale ale scoarţei terestre 298
10.2. Mişcări orizontale (tangenţiale) 304
10.3. Manifestarea mişcărilor tectonice în timp şi spaţiu 306

11. Elemente geotectonice ale scoarţei terestre 312

11.1. Regiuni stabile 312
11.2. Geosinclinale 319
11.2.1. Evoluţia noţiunii de geosinclinal 319
11.2.2. Legi generale de dezvoltare a geosinclinalelor 323
11.2.3. Stadii de evoluţie a regiunilor geosinclinale 327
11.2.4. Geosinclinalele în concepţia tectonicii plăcilor 329

Bibliografie 338

INTRODUCERE

Geologia structurală este o ramură a științelor geologice care se ocupă cu studierea formelor de zăcămînt și a structurii interne a corpurilor de roci din constituția scoarței terestre precum și al mișcărilor și deformărilor suferite de acestea.

Diferitele tipuri de roci sau asociații de roci constitule corpuri geologice ale căror forme și dimensiuni variază în limite largi. Astfel rocile sedimentare apar, în mod obișnuit, sub formă de strate care, la rîndul lor, pot fi orizontale, înclinate, cutate sau faliate. Rocile magmatice pot constitui corpuri stratiforme, cilindroide, lenticulare sau neregulate. În cazul rocilor metamorfice se întîlnesc mai frecvent corpuri lentiliforme, stratiforme sau neregulate.

Aceste forme variate sub care se prezintă corpurile de roci ca și raporturile de așezare în apatiu ale acestora sînt cuprinse sub numele de *forme de zăcămînt* sau *forme structurale*.

Cunoașterea structurii și a dezvoltării scoarței terestre se realizează pe baza analizei geometrice, cinematice și dinamice a formelor structurale.

Analiza geometrică constă în stabilirea formelor și a dimensiunilor corpurilor de roci dintr-un sector al scoarței, a structurii interne ca și a relațiilor geometrice dintre acestea. Analiza geometrică se bazează pe datele obținute prin cercetări geologice de teren, precum și pe datele obținute prin foraje și lucrări miniere sau prin cercetări geofizice. Trebuie precizat însă că analiza geometrică nu se rezumă la culegerea și inventarierea informațiilor referitoare la caracteristicile geometrice și relațiile spațiale ale formelor structurale; ea implică și o interpretare și corelare a acestor informații pe măsura acumulării lor, în vederea obținerii unei imagini de ansamblu, unitare, a constituției geologice a regiunii cercetate, imagine care se reprezintă grafic pe hărți și secțiuni geologice. Cu studiul metodelor de cercetare pe teren și de reprezentare grafică a structurii scoarței terestre se ocupă o ramură relativ tînără a geologiei structurale și anume *cartografia geologică*.

Analiza cinematică, cea de a doua treaptă în cercetarea structurii scoarței terestre, constă în sudiul mișcărilor și deformărilor pe care le-au suferit corpurile de roci în timp geologic. Cu alte cuvinte, analiza cinematică urmărește în primul rînd reconstituirea mecanismului de formare a diferitelor tipuri de structuri. Ea se bazează pe datele analizei

geometrice a corpurilor de roci, a raporturilor spațiale dintre ele și pe studiul tuturor urmelor mișcării și deformării imprimate în caracterele formațiunilor geologice.

Un alt obiectiv important al analizei cinematice este reconstituirea succesiunii în timp a diferitelor procese geologice care au condus la apariția formelor structurale existente într-o regiune cercetată. Din punct de vedere cinematic se pot deosebi forme structurale sau *structuri primare*, care au apărut concomitent cu geneza corpurilor de roci și *structuri secundare*, rezultate prin deformarea unor structuri primare. De exemplu, un strat orizontal este forma primară de zăcămînt a unei roci sedimentare, în timp ce o cută este o structură secundară.

Analiza cinematică urmărește, de asemenea, stabilirea relațiilor dintre mișcările și deformările suferite de diferitele corpuri de roci, și alte fenomene geologice, cum sînt fenomenele magmatice sau acumularea depozitelor sedimentare. Sub acest aspect se deosebesc, de exemplu, fenomene magmatice antecinematice, sincinematice, tardicinematice și postcinematice.

Analiza dinamică urmărește stabilirea naturii mecanice, a intensității, orientării și a punctelor de aplicare a forțelor care au determinat deformarea corpurilor de roci. Aceasta se realizează prin corelarea rezultatelor analizei geometrice și cinematice cu datele experimentale privind modul de comportare, mai ductilă sau mai rigidă, a diferitelor tipuri de roci supuse unor compresiuni, distensiuni sau torsiuni în diferite condiții de temperatură, presiune, umiditate etc.

Deformarea corpurilor de roci și apariția structurilor secundare poate fi determinată de acțiunea unor forțe de origini foarte variate. O primă categorie de forțe o constituie forțele exogene, care își au sursa în energia solară. Ele pot determina deformări ale rocilor prin contracție și dilatare termică, prin hidratare și deshidratare etc. Cele mai importante deformări ale corpurilor de roci sînt însă generate de forțele endogene numite și forțe tectonice. Acestea determină mișcarea unor volume mari de roci, afectînd sectoare importante ale scoarței și, respectiv, ale litosferei terestre.

Ansamblul proceselor geodinamice la scară planetară și-a găsit o explicație unitară în cadrul conceptului tectonicii globale sau a tectonicii plăcilor. În acest concept, procesele de deformare ale corpurilor de roci din scoarța terestră sînt determinate de mișcările convergente, divergente sau de culisare ale plăcilor litosferice, mișcări determinate, la rîndul lor, de distribuția neuniformă a maselor și a căldurii în interiorul planetei.

În concluzie, obiectul geologiei structurale este cunoașterea geometriei, a cinematicii și a dinamicii corpurilor de roci din scoarța terestră. Sinteza datelor rezultate din analiza geometrică, cinematică și dinamică și corelarea acestora cu informațiile privind vîrsta fazelor de mișcare și deformare conduc la reconstituirea evoluției în timp și spațiu a unui sector al scoarței terestre, adică a istoriei tectonice a sectorului respectiv.

Metodele geologiei structurale. În studiul structural-geologic al unei regiuni sînt utilizate diferite metode de cercetare, care variază în funcție de obiectivele urmărite.

Observația directă pe teren și analiza comparativă a formelor de zăcămînt ale corpurilor de roci este metoda de bază pentru obținerea informațiilor de ordin structural. Observațiile și măsurătorile efectuate pe teren în deschideri naturale, în cariere sau lucrări miniere permit delimitarea corpurilor de roci, stabilirea relațiilor geometrice dintre ele și reprezentarea lor pe hărți geologice.

Descifrarea structurii interne a corpurilor de roci și stabilirea condițiilor în care a avut loc deformarea corpurilor respective se bazează pe datele obținute prin *metodele analizei microstructurale* avînd ca obiect studiul foliațiilor, liniațiilor, microcutelor, fisurației etc.

Analiza petrostructurală, care se bazează pe studiul microscopic al modificărilor suferite de mineralele din constituția rocilor ca urmare a deformării și a metamorfismului suferite de acestea, contribuie, de asemenea, la cunoașterea condițiilor de deformare, în special, a corpurilor de roci mai mult sau mai puțin metamorfozate.

Cunoașterea structurii de adîncime a scoarței terestre se realizează prin analiza, corelarea și interpretarea datelor rezultate din observațiile efectuate asupra aflorimentelor, a datelor de foraj și a datelor obținute prin diferite metode de cercetare geofizică. Rezultatele aplicării acestei metode se exprimă grafic prin construirea unor secțiuni geologice, a unor hărți structurale (cu izobate), a hărților de grosime (cu izopachite), a hărților paleogeologice (de descopertă), a hărților litofaciale, a hărților paleogeomorfologice (ale reliefului îngropat) etc.

Metoda experimentală și-a găsit unele aplicații în studiul comportării rocilor și mineralelor supuse la diferite condiții de presiune și temperatură. Pe această cale, au fost obținute date importante privind dinamica proceselor de deformare. Prin modelarea experimentală, adică prin reproducerea la scară foarte mică a unor procese de cutare, de faliere, sau de diapirism au fost obținute informații privind modul și condițiile în care s-au desfășurat procesele respective în natură. Aplicarea corectă a acestei metode necesită respectarea principiului similitudinii mecanice, care a fost exprimat de Reynolds prin formula

$$C_v = C_d \cdot C_l \cdot C_t$$

în care: C_v este raportul dintre vîscozitatea obiectului natural și cea a materialului utilizat în modelare; C_d — raportul dintre greutatea specifică a obiectului și cea a materialului utilizat în modelare; C_l — raportul dintre lungimea obiectului din natură și cea a modelului; C_t — raportul dintre durata procesului natural și cea a procesului de modelare. Folosirea acestei metode are avantajul că permite observarea desfășurării în timp a procesului de deformare, observare care nu este posibilă în natură, dată fiind durata foarte mare a proceselor de deformare naturale.

Cunoașterea modului de manifestare a mișcărilor scoarței în prezent și în trecutul geologic mai apropiat se realizează prin metodele geodezică, geomorfologică, volumetrică.

Metoda geodezică permite determinarea vitezelor de ridicare sau de coborîre a scoarței prin compararea rezultatelor unor lucrări de nivelment efectuate la anumite intervale de timp. Pe această cale a fost stabilită de exemplu, existența unor mișcări de coborîre a scoarței cu viteze de 1—2 mm/an în zona orașului Focșani și a unor ridicări de 4—5 mm/an în zona de nord a Carpaților Orientali românești.

Metoda geomorfologică se bazează pe analiza profilului longitudinal al văilor și al teraselor fluviatile, a variației în timp a liniei țărmului, a teraselor de abraziune marină emerse și submerse etc.

Metoda volumetrică constă în determinarea volumului depozitelor terigene acumulate într-un anumit interval de timp în cadrul unei depresiuni și raportarea acestuia la suprafața zonei sursă a materialului terigen respectiv. Pe această cale pot fi obținute informații privind intensitatea ridicărilor ariei sursă și, respectiv, intensitatea mișcărilor negative manifestate în cadrul bazinului de sedimentare.

Pentru prelucrarea informațiilor microtectonice și de petrologie structurală se utilizează metodele statisticii matematice. În ultimii ani, o aplicație din ce în ce mai largă o prezintă utilizarea calculatorului în rezolvarea unor probleme ale geologiei structurale ca: modelarea matematică a unor procese tectonice, prelucrarea unor volume mari de informații privind poziția în spațiu a diferitelor elemente structurale și elaborarea unor diagrame sau a unor hărți structurale.

Legăturile geologiei structurale cu disciplinele înrudite. O importanță majoră pentru descifrarea structurii geologice a unei regiuni o prezintă cunoașterea *stratigrafiei* acesteia. Astfel de exemplu o serie de strate care prezintă aceeași direcție și înclinare poate reprezenta o structură monoclinală concordantă sau discordantă, cutată izoclinală, sau faliată în funcție de vîrsta diferitelor strate din componența ei. Pe de altă parte, pe baza analizei relațiilor structurale dintre formațiunile geologice se trag concluzii privind vîrsta relativă a acestora.

În activitatea de cercetare geologică nu se pot clarifica structura și evoluția tectonică a unei regiuni fără o descifrare a stratigrafiei acesteia, după cum nici stratigrafia și istoria proceselor de sedimentare nu pot fi pe deplin elucidate fără un studiu al formelor și relațiilor structurale precum și al mișcărilor scoarței terestre care s-au manifestat în regiunea respectivă.

În dezvoltarea geologică a unei regiuni mișcările scoarței acționează atît în timpul depunerii seriilor sedimentare (sindepozițional) cît și după acumularea acestora (postdepozițional). Mișcările sindepoziționale ale scoarței se reflectă în variațiile de grosime și de facies ale depozitelor, iar cele postdepoziționale se reflectă în morfologia cutelor, a faliilor, discordanțelor etc.

Petrologia are, de asemenea, legături strînse cu geologia structurală. Se știe că forma și orientarea în spațiu a mineralelor din constituția unei roci metamorfice sînt influențate de stressul la care a fost supusă roca respectivă. De aceea cunoașterea orientării predominate a componentelor mineralogice ale rocilor este indispensabilă pentru înțelegerea mecanismului deformărilor interne suferite de acestea. Pe de altă parte, formele

structurale și, respectiv, modurile de deformare a unor volume mari de roci sînt influențate de proprietățile fizico-mecanice, care la rîndul lor sînt determinate de caracteristicile lor petrografice. Astfel în lungul zonelor de variație relativ bruscă a faciesurilor în regiunile cutate se constată și o variație relativ bruscă a modului de deformare. De exemplu, seriile constituite din strate groase de gresii și conglomerate formează, în general, cute largi în timp ce seriile de șisturi argiloase formează cute strînse, adesea izoclinale. Dacă asemenea serii se suprapun, se individualizează dizarmonii de cutare care reflectă contrastul de proprietăți mecanice dintre ele.

O altă disciplină care prezintă legături cu geologia structurală este *geomorfologia*. Observațiile de teren au demonstrat că formele structurale alături de caracterele litologice au o influență importantă asupra reliefului regiunilor. De aceea o bună cunoaștere a structurii și a evoluției mișcărilor scoarței contribuie în mare măsură la explicarea genezei formelor de relief. În același timp analiza caracteristicilor geomorfologice ale terenului permite descifrarea structurii acestuia.

Relațiile dintre formele de relief și formele structurale apar deosebit de pregnant pe aerofotograme și satelitograme. Analiza stereoscopică a acestor imagini constituie una din metodele moderne de elaborare a hărților geologice și de interpretare a structurii scoarței terestre.

Geologia structurală are legături și cu *geologia zăcămintelor de substanțe minerale utile* întrucît răspîndirea diferitelor elemente utile în scoarța terestră este controlată în mare măsură de anumite elemente structurale. Astfel localizarea zăcămintelor de petrol și gaze este adesea strîns legată de existența unor boltiri anticlinale, a unor cute diapire, a unor monoclinale faliate etc. Zăcămintele metalifere filoniene sînt controlate de existența unor fracturi ale scoarței terestre, analiza structurală constituind o metodă eficientă de prognoză pentru descoperirea unor noi zăcăminte de minereuri. Pe de altă parte, noile date obținute cu ajutorul forajelor și al lucrărilor miniere contribuie la progresul cunoașterii structurii scoarței terestre și a mișcărilor tectonice.

Contribuții foarte importante la cunoașterea structurii scoarței terestre ca și a geosferelor interne ale planetei sînt datorate *geofizicii*. Progresele realizate în diferitele domenii ale geofizicii ca paleomagnetismul, seismologia, geotermia, gravimetria au condus la elaborarea conceptului de „tectonică globală", care explică în mod unitar ansamblul proceselor geodinamice. Totodată progresele realizate în domeniul geologiei structurale permit o mai bună interpretare a informațiilor obținute prin metodele de investigare geofizică.

Geologia structurală are legături strînse cu *geologia inginerească*. Experimentele efectuate pentru determinarea rezistenței la efort a diferitelor tipuri de roci au condus la o mai aprofundată cunoaștere a relațiilor dintre efort și deformare nu numai la scara eșantionului ci și la scara unor corpuri geologice cu dimensiuni de ordinul sutelor sau miilor de metri, respectiv la o mai bună înțelegere a mecanismelor de cutare și de-

faliere. Cercetările privind formele de zăcămînt ale rocilor și distribuția fisurilor prezintă o importanță deosebită pentru proiectarea marilor construcții.

Scurt istoric al dezvoltării geologiei structurale. Geologia structurală s-a dezvoltat începînd din cea de a doua jumătate a secolului trecut, odată cu dezvoltarea industriei extractive a substanțelor minerale utile. Cu toate acestea, unele observații asupra fenomenelor care țin de domeniul geologiei structurale au fost efectuate încă în antichitate, iar primele explicații științifice ale acestor fenomene au început să fie elaborate încă pe la mijlocul secolului al XVIII-lea.

În antichitate, unii gînditori greci ca Xenofon, Herodot, Strabon și Aristotel au remarcat faptul că limita dintre uscat și mare nu a rămas nemișcată în cursul timpului, că marea a acoperit unele regiuni care înainte au fost continentale, iar pe locul regiunilor continentale au existat, în trecut, mări. În explicarea acestor fenomene, însă, gînditorii antici făceau apel la diferite legende.

În evul mediu au fost realizate unele progrese în dezvoltarea cunoștințelor geotectonice. Astfel Leonardo da Vinci (1452—1519) remarcă pentru prima oară că rocile sedimentare se găsesc în pămînt sub formă de strate care conțin resturi ale viețuitoarelor care au trăit în mările și lacurile pe fundul cărora s-au depus stratele respective. Nicolas Steno (1638—1687) a arătat, pentru prima dată, că stratele s-au format inițial în poziție orizontală și că, ulterior, au fost deformate în urma unor mișcări ale scoarței Pămîntului.

În cea de a doua jumătate a secolului al XVIII-lea în interpretarea fenomenelor geologice s-au dezvoltat două curente opuse, denumite ulterior *plutonism* și *neptunism*. Plutonismul explica toate fenomenele geologice ca efecte ale căldurii interne a pămîntului, formarea lanțurilor muntoase fiind explicată ca o ridicare a acestora în raport cu cîmpiile înconjurătoare sub acțiunea erupțiilor vulcanice și a cutremurelor.

Curentul neptunist dezvoltat de A. Werner (1749—1817) a încercat să explice toate fenomenele geologice ca urmare a acțiunii forțelor exogene. Înseși fenomenele vulcanice au fost considerate, în această idee, ca un rezultat al unor incendii subterane (a cărbunilor, petrolului, sulfului).

În lipsa unei perspective asupra duratei timpului geologic, oamenii de știință din secolul al XVIII-lea au încercat să explice cutarea straturilor și formarea munților ca rezultat al unor mișcări bruște, manifestate într-un interval de timp foarte scurt (de cîteva mii sau zeci de mii de ani). Aceasta a dus la apariția concepțiilor catastrofiste susținute de Cuvier și Buffon). Conform acestor concepții, ridicarea munților ar fi efectul unor explozii subterane iar apariția Oceanului Atlantic era explicată prin inundarea de către potop a văii unui fluviu gigantic.

Spre sfîrșitul secolului al XVIII-lea, în 1788, James Hutton combate concepțiile catastrofiste demonstrînd că fenomenele geologice pot fi ex-

plicate prin acțiunea îndelungată a agenților naturali, acțiune care poate fi observată și astăzi. El susține că blocurile continentale sînt treptat distruse de agenții externi iar materialele rezultate se depun pe fundul bazinelor de sedimentare învecinate. Ulterior fundul bazinelor suferă ridicări lente care conduc la formarea unui nou uscat. Ideile lui Hutton au fost dezvoltate de Charles Lyell, care formulează principiul cauzelor actuale, demonstrînd injustețea concepțiilor catastrofiste în geologie.

Leopold von Buch (1774—1852) dezvoltă ideea mișcărilor verticale ale scoarței emisă de Hutton, elaborînd așa-numita teorie a „craterelor de elevație". În această teorie el încearcă să explice ridicarea munților ca rezultat al împingerilor exercitate de jos în sus de către masele magmatice.

Geologul elvețian A. Studer (1794—1887) explică formarea lanțurilor muntoase ca rezultat al injecțiilor de magmă în partea axială a acestora. Pentru a-și face loc, magma ar împinge rocile în care pătrunde atît în sus, pe verticală, boltindu-le și străpungîndu-le, cît și pe orizontală, în sensuri divergente, determinînd cutarea stratelor.

Observațiile mai amănunțite efectuate asupra masivelor granitice din zonele axiale ale Alpilor au arătat că aceste masive sînt mult mai vechi decît rocile înconjurătoare și, deci, ele nu au putut determina deformarea acestora. În felul acesta ipoteza ridicării și cutării stratelor în zonele muntoase sub acțiunea magmei a fost infirmată. Locul ei a fost luat de *ipoteza contracției* elaborată de geologul francez Elie de Beaumont (1798—1874) și dezvoltată de Eduard Suess (1831—1914). În această ipoteză care a dominat gîndirea geologilor aproape un secol se admitea că Pămîntul își micșorează volumul datorită unui proces de contracție termică însoțit de deformarea scoarței terestre.

Ipoteza contracției a stat la baza elaborării teoriei geosinclinalelor de către James Hall (1811—1898) și Dana (1813—1895), teorie care a fost dezvoltată ulterior de E. Haug, E. Argand, H. Stille și J. Aubouin. În anul 1859, James Hall a remarcat că zonele muntoase cutate s-au format pe amplasamentul unor vechi zone mobile, care au suferit în trecut o puternică scufundare însoțită de o intensă acumulare a sedimentelor. Pentru astfel de zone, J. Dana a creat, în 1873, termenul de *geosinclinal*. De atunci și pînă în prezent această noțiune a suferit o serie de precizări, dovedindu-și utilitatea și în epoca actuală.

Spre sfîrșitul secolului XIX, Marcel Bertrand (1847—1907) pune bazele teoriei șariajelor pe baza observațiilor efectuate în Alpi.

Pentru a explica marile deplasări al maselor de roci prin șariaje precum și paralelismul dintre țărmurile estice și vestice al Atlanticului în prima jumătate a secolului XX a fost elaborată teoria *derivei continentelor*, în care rolul principal în formarea lanțurilor muntoase și, respectiv, a structurilor cutate este atribuit mișcărilor orizontale ale blocurilor continentale.

Ideea formării munților prin îngrămădirea și refularea maselor de roci în lungul marginii frontale ale unor blocuri continentale care alu-

necă pe substratul lor a fost susținută și argumentată de Fr. B. Taylor (1910). El a admis o deplasare a blocurilor continentale de la poli spre ecuator datorită atracției mareice exercitate de Lună asupra acestora.

Existența unui continent unic, din care prin fragmentare și translație au luat naștere continentele actuale a fost susținută de H. B. Baker (1912), care explica formarea Atlanticului ca efect al deplasării divergente a Eurasiei și Africii spre est și a celor două Americi spre vest.

Deși ipoteza translației continentelor a fost emisă de cercetători anteriori, elaborarea în amănunt a teoriei derivei continentelor și argumentarea ei cu dovezi de ordin morfologic, geologic, paleontologic, biogeografic și paleoclimatic i-au revenit cercetătorului german Alfred Wegener (1912). În concepția sa, blocurile continentale constituite din silicați de aluminiu (SIAL) plutesc pe un substrat mai dens format din silicați de magneziu (SIMA), deplasarea lor fiind determinată de forțe cosmice ca rotația Pămîntului, atracția lunară, precesia axei polilor etc.

O explicație originală a cauzelor migrației continentelor a fost dată de A. Holmes (1929). El a utilizat în acest scop ipoteza curenților de convecție (O. Ampferer, 1906), curenți pe care îi considera ca fiind generați de dezintegrările radioactive din manta.

Între anii 1930 și 1960 teoriei migrației continentelor i s-au adus unele obiecții referitoare, în special, la mecanismul și forțele care ar determina deplasarea continentelor.

Descoperirea dorsalelor medio-oceanice și a zonelor de rift din partea axială a acestora, precum și progresele realizate în cunoașterea structurii fundului oceanic, a distribuției focarelor seismice și a fluxului termic au condus la elaborarea practic simultană, de către Harry Hess (1962) și Robert Dietz (1962) a *teoriei expansiunii fundului oceanic*. Conform acestei teorii în lungul rifturilor medio-oceanice, prin ascensiunea și consolidarea materialului magmatic din manta, are loc un proces de generare a fundului oceanic. Sub acțiunea curenților de convecție termică din manta fundul oceanic este antrenat în sensuri divergente față de dorsala medio-oceanică, iar în zona foselor oceanice el este antrenat în jos și asimilat în manta. În mișcarea sa de la dorsale spre fosele oceanice litosfera oceanică deplasează și blocurile continentale. Spre deosebire de teoria lui Wegener, continentele nu se deplasează în raport cu fundul oceanic ci sînt purtate pasiv de acesta, care joacă, astfel, un rol similar cu al unei benzi transportoare.

Teoria expansiunii fundului oceanic, verificată de o serie de cercetări geologice și geofizice, a condus la elaborarea, în 1968, a teoriei *tectonicii plăcilor*, la fundamentarea căreia au participat J. T. Wilson, W. J. Morgan, X. Le Pichon, B. Isacks, J. Oliver și L. R. Sykes. Această teorie a stat la baza conceptului de *tectonică globală*, în cadrul căruia și-au găsit o explicație unitară atît procesele de orogeneză, vulcanism și cele seismice, cît și ansamblul proceselor geologice legate de mișcările orizontale și verticale ale scoarței terestre.

Dezvoltarea geologiei structurale în România. În cea de a doua jumătate a secolului trecut, o dată cu începuturile dezvoltării industriei extractive în țara noastră, a apărut necesitatea de a se cerceta structura geologică a diferitelor regiuni și de a se întocmi primele hărți geologice. Astfel în anul 1898, pe baza lucrărilor întreprinse în cadrul Biroului Geologic, a fost tipărită prima hartă geologică a României la scara 1 : 175 000, sub redacția primului profesor de geologie de la Universitatea din București — Grigore Ștefănescu —, hartă care reflectă progresele realizate în cunoașterea structurii teritoriului țării noastre pînă la sfîrșitul secolului al XIX-lea.

În primul deceniu al secolului XX dezvoltarea geologiei structurale a fost marcată de două descoperiri importante și anume: identificarea structurii în pînză a sistemului muntos carpatic și descoperirea fenomenului de diapirism. Astfel, după recunoașterea de către V. Uhlig (1903) a structurii în pînză a Carpaților Nordici și Orientali, G. M. Murgoci (1905) pune în evidență șariajul pînzei getice, admițînd o subîmpingere a autohtonului danubian în Carpații Meridionali, iar L. Mrazec și I. Popescu-Voițești (1911) identifică o serie de pînze de șariaj în structura Carpaților Orientali. Formarea acestora este explicată tot prin ipoteza subîmpingerii vorlandului. Cea de a doua descoperire a acestei epoci este elaborarea teoriei tectonice a diapirismului, pentru prima dată pe plan mondial, de către L. Mrazec (1907) care a și creat numele de *diapir* pentru anticlinalele cu sîmbure de străpungere reprezentat de sare (de la elinul *dia*=prin și *pirein*=a pătrunde).

În anul 1906 a fost înființat Institutul Geologic al României sub conducerea profesorului L. Mrazec. În cadrul acestui institut, s-a desfășurat o susținută activitate de cercetare geologică pe întreg teritoriul României, activitate care a condus la o cunoaștere din ce în ce mai profundă a alcătuirii geologice a țării, la elaborarea unor hărți geologice din ce în ce mai detaliate.

În perioada care a trecut de la înființarea Institutului Geologic și pînă în 1944 au fost elaborate o serie de studii valoroase referitoare la stratigrafia și tectonica diferitelor regiuni ale țării. Între acestea menționăm studiile elaborate de: I. Atanasiu (1929) pentru împrejurimile Tulgheșului; I. Băncilă (1941) pentru Munții Hăghimaș-Ciuc; D. M. Preda (1922) pentru partea de răsărit a județului Prahova; M. G. Filipescu (1934) pentru regiunea cuprinsă între V. Prahovei și V. Doftanei; G. Murgeanu (1931) pentru regiunea dintre Comarnic și Teșila; N. Oncescu (1938) pentru Munții Bucegi-Piatra Craiului; Al. Codarcea (1940) pentru Banatul de sud; Șt. Ghika-Budești (1939) pentru Făgăraș; N. Gherasi (1938) pentru Munții Godeanu și Țarcu; G. Manolescu (1938) pentru Munții Parîng; M. Paucă (1941) pentru Munții Codru și Moma; M. Ilie (1936) pentru Munții Trascăului și alții.

În Carpații Orientali, în această etapă, a fost confirmată existența pînzelor de șariaj în Hăghimaș și Rarău (D. M. Preda), în zona internă

a flișului (G. Murgeanu), în flișul extern (M. G. Filipescu, G. Macovei, I. Atanasiu, D. M. Preda) ca și în zona subcarpatică.

În Carpații Meridionali, A. Streckeisen confirmă existența șariajului getic și distinge o serie de unități supragetice, iar Al. Codarcea identifică și conturează noi elemente structurale sub pînza getică și anume pînza de Severin, duplicatura de Arjana, duplicatura de Cerna etc.

În Munții Apuseni, P. Rozlozsnik, M. Pálfy, Th. Kräutner și M. Paucă identifică și conturează Pînza de Codru față de autohtonul de Bihor, iar M. Ilie descifrează structura în pînză a Munților Trascău.

Elementele structurale majore ale Dobrogei și ale regiunilor învecinate au fost descrise de G. M. Murgoci și I. Atanasiu.

O cotitură importantă în dezvoltarea geologiei structurale a fost realizată după anul 1944, ca urmare a sprijinului susținut acordat de Stat lucrărilor de cercetare geologică și geofizică.

Prin reforma învățămîntului din anul 1948 au fost înființate secții de geologie în cadrul universităților din București, Iași și Cluj, precum și Institutul de Petrol, Gaze și Geologie fapt ce a condus la creșterea într-un ritm rapid a numărului de specialiști în diferitele domenii ale geologiei și geofizicii.

Între principalele progrese realizate în cunoașterea structurii Carpaților Orientali în etapa de după anul 1944 se remarcă: identificarea, în zona cristalino-mezozoică, a unor pînze de soclu (M. Săndulescu, Elvira și I. Bercia, Florentina și H. Kräutner, M. Mureșan), precum și a unor pînze de decolare în Munții Perșani (M. Ilie) și Hăghimaș (M. Săndulescu); recunoașterea șariajului flișului curbicortical (I. Cernea), a pînzei șisturilor negre (M. G. Filipescu, I. Băncilă) și a pînzei de Baraolt (M. Ștefănescu), precum și precizarea structurii de amănunt a principalelor unități tectonice.

În Carpații Meridionali a fost aprofundată cunoașterea structurii pînzei getice ca și a domeniului danubian (Al. Codarcea, Gr. Răileanu, L. Pavelescu, S. Năstăseanu, I. Bercia, V. Mutihac și alții). În structura Munților Apuseni de nord au fost identificate o serie de noi unități tectonice ca pînza de Arieșeni, pînza de Biharia și pînza de Muncelu (M. Bleahu, R. Dimitrescu și alții), iar în Munții Apuseni de sud au fost puse în evidență șariaje orientate spre nord și nord-est (M. Lupu, S. Bordea, G. Mantea și alții).

Ca urmare a cercetărilor geofizice și a numărului mare de foraje adînci executate în regiunile din fața arcului carpatic au fost realizate mari progrese în cunoașterea elementelor ale Platformei Moesice (N. Grigoraș, I. Pătruț, D. Paraschiv), ale Platformei Moldovenești și ale Depresiunii Predobrogene (G. Murgeanu, D. Patrulius, Th. Joja, O. Dicea). Contribuții însemnate la descifrarea tectonicii Dobrogei au fost aduse de O. Mirăuță.

Un progres important în cunoașterea structurii de ansamblu și a evoluției tectonice a teritoriului României a fost realizat prin publicarea, în

anul 1962, a primei hărți tectonice a României (I. Dumitrescu, M. Săndulescu, V. Lăzărescu, O. Mirăuță, S. Pauliuc, C. Georgescu), elaborarea acestei hărți s-a bazat pe separarea etajelor structurale după criteriul vîrstei cutării și consolidării formațiunilor din cadrul diferitelor regiuni. Pe ea au fost delimitate regiunile de platformă (epiproterozoică și epihercinică), avantfosa, sistemul muntos carpatic, depresiunile intermuntoase și intramontane.

În ultimele două decenii, interpretarea datelor structurale, stratigrafice, petrologice și geofizice prin aplicarea conceptului tectonicii globale a condus la revizuirea vechilor concepții privind evoluția tectonică a domeniului carpatic și a regiunilor învecinate și la elaborarea unor modele și sinteze noi (D. Rădulescu, M. Săndulescu, M. Bleahu, L. Constantinescu, I. Cornea, St. Airinei, V. Lăzărescu, H. Savu).

1. REPREZENTAREA GRAFICĂ A STRUCTURILOR GEOLOGICE

1.1. HARȚI GEOLOGICE:

Harta geologică a unei regiuni redă, pe o bază topografică, cu ajutorul semnelor și culorilor convenționale, extinderea la suprafața pămîntului a corpurilor de roci care alcătuiesc subsolul acelei regiuni, precum și vîrsta și raporturile spațiale ale acestora. Ea reprezintă o sinteză a ansamblului de date privind componența petrografică, succesiunea stratigrafică, și caracteristicile structurale obținute în cadrul lucrărilor de cartare pînă la un moment dat, reflectînd astfel gradul de cunoaștere a geologiei unei regiuni la data întocmirii ei. Pe măsura aprofundării și a detalierii cercetărilor geologice asupra unei regiuni harta geologică se perfecționează treptat, ea redînd cu o fidelitate din ce în ce mai mare, structura geologică a regiunii respective.

Pe baza analizei extinderii în suprafață și a limitelor dintre corpurile de roci care apar la suprafața pămîntului, geologul are posibilitatea să-și formeze o imagine în trei dimensiuni a structurii sectorului respectiv al scoarței terestre. Astfel, o hartă corect întocmită ne permite să stabilim ce tipuri de roci și, aproximativ, la ce adîncime vor fi întîlnite de un foraj sau puț minier amplasat într-un punct oarecare de pe acea hartă.

Elaborarea unor hărți geologice corecte are o deosebită însemnătate în activitatea de prospecțiune, explorare și de exploatare a substanțelor minerale utile. Hărțile geologice oferă posibilitatea de a deduce care sînt punctele sau zonele unde pot fi descoperite, în adîncime, noi zăcăminte de petrol, cărbuni, minereuri etc. De asemenea pe hărțile geologice foarte detaliate se transpun rezultatele lucrărilor de explorare, pe baza cărora se determină formele și dimensiunile zăcămintelor și se evaluează rezervele de substanțe minerale în vederea exploatării acestora. Pe lîngă importanța lor practică, hărțile geologice prezintă și o mare importanță teoretică. Ele sînt un valoros instrument de studiu al structurii ca și al istoriei geologice a scoarței terestre. După forma limitelor reprezentate pe hartă, geologul stabilește condițiile de zăcămînt ale corpurilor de roci, succesiunea formării lor în timp geologic, raporturile de concordanță sau de discordanță dintre seriile de roci sedimentare. Hărțile geologice ne

ajută să stabilim unde şi cînd s-au manifestat diferite mişcări ale scoarţei terestre, eventual erupţii vulcanice sau punerea în loc a unor corpuri magmatice intrusive.

Hărţile geologice servesc de asemenea, la reconstituirea condiţiilor paleogeografice ale unei regiuni în diferite etape ale dezvoltării geologice a acesteia, întrucît răspîndirea actuală a depozitelor marine şi continentale formate într-o anumită epocă geologică reflectă în mare măsură repartiţia uscatului şi a mării în epoca respectivă.

Scara hărţilor geologice. Pentru a răspunde diferitelor cerinţe ale ştiinţelor geologice şi ale dezvoltării economice a apărut necesitatea de a se întocmi hărţi geologice la scări diferite. Alegerea scării unei hărţi geologice depinde de întinderea teritoriului a cărui structură geologică se reprezintă, precum şi de scopul în care este întocmită harta respectivă. În funcţie de scara la care sînt întocmite, hărţile geologice pot fi grupate în trei categorii: hărţi la scară mică, la scară mijlocie şi la scară mare.

Hărţile la scară mică (1 : 1 000 000, 1 : 1 500 000 etc.) sînt hărţi de sinteză care redau trăsăturile generale ale alcătuirii geologice a unor ţări, continente, sau a globului terestru în ansamblu. Ele se întocmesc, de regulă, prin corelarea şi simplificarea datelor cuprinse pe hărţi geologice mai detaliate. Pentru regiuni mai puţin cunoscute sub aspect geologic, aceste hărţi se construiesc pe baza unor lucrări de recunoaştere. Hărţile la scară mică sînt utilizate în scopul unei aprecieri generale a perspectivelor de substanţe minerale utile ale unor regiuni întinse, în vederea proiectării lucrărilor de cercetare geologică mai detaliate. Unele hărţi geologice de sinteză sînt utilizate în scopuri didactice, de exemplu Harta geologică a României la scara 1 : 1 500 000.

Hărţile la scară mijlocie (1 : 750 000, 1 : 200 000) sînt hărţi regionale, care redau structura geologică a unor ţări, lanţuri muntoase, sau regiuni. Pe astfel de hărţi se reprezintă răspîndirea formaţiunilor sedimentare, magmatice şi metamorfice de vîrste diferite, ivirile de substanţe minerale utile precum şi unele indicaţii privind posibilitatea existenţei în subsol a anumitor substanţe minerale utile. Aceste hărţi sînt rezultatul unor lucrări de cartare geologică detaliată, efectuate la scară mai mare. Ele dau o imagine a structurii şi istoriei geologice a regiunii cercetate şi permit stabilirea legăturilor dintre substanţele minerale utile şi anumite asociaţii de roci (de ex. cele din aureolele de contact magmatic), şi identificarea, pe baza acestor legături, a perimetrelor cu perspective în care urmează a fi executate lucrări de cartare mai detaliată şi lucrări de prospecţiune. Exemplu: Harta geologică a României scara 1 : 500 000 şi harta 1 : 200 000.

Hărţile la scară mare (mai mare decît 1 : 200 000) sînt hărţi detaliate sau foarte detaliate, care redau amănunţit structura geologică a unor perimetre limitate. Ele sînt rezultatul unor lucrări de cartare detaliată (la scara 1 : 25 000) sau foarte detaliate (la scara 1 : 10 000, 1 : 5 000, 1 : 1 000 etc.). Aceste hărţi stau la baza proiectării forajelor, puţurilor şi galeriilor de explorare, a evaluării rezervelor de substanţe minerale, a proiectării unor construcţii etc.

1.2. SECȚIUNI GEOLOGICE

O secțiune geologică este o reprezentare grafică, la o anumită scară, a structurii geologice a unei regiuni așa cum rezultă ea din intersecția cu un plan vertical. În construirea unei secțiuni se utilizează atît datele de observație directă redate pe o hartă geologică cît și ansamblul de informații geologice obținute cu ajutorul forajelor, al lucrărilor miniere și al prospecțiunilor geofizice.

Secțiunile geologice se construiesc, de regulă, la aceeași scară cu scara hărții geologice pe care o însoțesc. În cazuri excepționale, cînd se urmărește o reprezentare mai detaliată a succesiunii depozitelor dispuse orizontal sau cu o înclinare foarte mică, se admite o exagerare a scării înălțimilor în raport cu cea a lungimilor. În acest caz, pe secțiune se notează separat scara lungimilor și scara înălțimilor. Scara înălțimilor poate fi redată și grafic, în lungul unei verticale plasate în stînga secțiunii.

Alegerea direcției secțiunii se face în funcție de direcția dominantă a stratelor, cutelor, faliilor, iar zona unde se trasează este în funcție de existența unor foraje sau lucrări miniere ale căror date urmează a fi incluse în secțiune. De regulă, secțiunile se construiesc perpendicular pe direcția dominantă a structurilor. În cazul cînd structurile traversate de o secțiune geologică nu sînt paralele între ele se admite construirea secțiunii în lungul unei linii frînte, astfel ca diferitele segmente ale secțiunii să rămînă cu o orientare transversală. În cazul unor structuri care prezintă ridicări și coborîri axiale, pe lîngă secțiunile orientate transversal se construiesc și secțiuni longitudinale, orientate paralel cu axele cutelor. Atunci cînd este necesară reprezentarea structurii în adîncime în lungul unui aliniament dat, de exemplu în lungul unui tunel sau a unui baraj proiectat, orientarea secțiunii poate fi transversală, oblică sau longitudinală în raport cu direcția structurilor geologice.

Traseul secțiunilor se indică pe hartă, fie prin linii subțiri continui, fie prin segmente de dreapta plasate la capetele fiecărei secțiuni, precum și în punctele de schimbare a direcției secțiunii. Aceste segmente de dreaptă se notează cu cifre sau cu litere, care înlesnesc recunoașterea traseelor pe care au fost construite diferitele secțiuni ale unei hărți.

Construcția unei secțiuni geologice se începe prin trasarea profilului morfologic deasupra căruia se notează principalele repere topografice (numele văilor, culmilor, localităților traversate de profil). La extremitățile profilului se notează punctele cardinale care indică orientarea acestuia. De regulă, profilele se dispun, în planșă, cu extremitatea vestică sau nordică în partea stîngă. Pe profilul morfologic se transpun apoi pozițiile stratelor, limitele geologice, vîrsta formațiunilor, axele cutelor, faliile și liniile de șariaj traversate de traseul secțiunii. De asemenea, se proiectează în planul secțiunii limitele și accidentele tectonice puse în evidență prin foraje, lucrări miniere și prospecțiuni geofizice. Corelarea și interpretarea tuturor datelor și informațiilor privind elementele structurale și condițiile de deformare a rocilor servește la descifrarea structurii de adîncime și la finisarea secțiunii geologice.

1.3. COLOANE STRATIGRAFICE

O coloană stratigrafică este o reprezentare a succesiunii formațiunilor geologice dintr-o regiune studiată, care redă grosimile normale, caracteristicile petrografice și raporturile stratigrafice dintre formațiuni. Ea se construiește, de regulă, la o scară mai mare decît cea a hărții pe care o însoțește, pentru a putea reda detaliat constituția formațiunilor cunoscute în perimetrul hărții respective.

La stînga coloanei se indică subdiviziunile stratigrafice și simbolurile adoptate pentru ele iar în dreapta coloanei, pentru fiecare subdiviziune, se indică limitele de variație a grosimilor, caracteristicile litologice și principalele fosile caracteristice. Pe coloana stratigrafică propriu-zisă se reprezintă, prin semne convenționale, constituția litologică, raporturile de concordanță sau discordanță, variațiile laterale de facies, o atenție deosebită acordîndu-se reperelor litologice sau paleontologice care prezintă importanță pentru corelarea regională a depozitelor și la stabilirea sincronismului stratelor.

1.4. LEGENDA HĂRȚILOR, SECȚIUNILOR GEOLOGICE ȘI A COLOANELOR STRATIGRAFICE

Pentru reprezentarea grafică a datelor geologice cunoscute asupra unei regiuni se utilizează o serie de culori, simboluri și semne convenționale, a căror semnificație se explică sub forma unei legende. Numărul și tonul culorilor, simbolurile și semnele convenționale variază de la o hartă geologică la alta în funcție de scara hărții, de natura formațiunilor geologice care constituie subsolul regiunii, precum și de gradul de detaliere a cunoașterii geologiei regiunii. Din această cauză este necesar ca fiecare hartă geologică să fie însoțită de o legendă proprie, valabilă și pentru secțiunile și coloanele stratigrafice care îi sînt anexate.

În țara noastră culorile, simbolurile și semnele convenționale utilizate la întocmirea hărților geologice la scară mijlocie, ca și a secțiunilor și a coloanelor stratigrafice care le însoțesc au fost standardizate, în consens cu legendele geologice utilizate pe plan internațional, fiind cuprinse în STAS 3948/1969. La congresele internaționale de geologie de la Montreal (1972) și Sidney (1976) s-a propus o legendă a vîrstelor cu alte culori decît cele tradiționale, dar ea nu a intrat în uz în România. Pentru hărțile geologice întocmite la scară mare sau foarte mare, pe lîngă elementele prevăzute în standard se utilizează și alte elemente a căror semnificație este necesar să fie cuprinsă în legenda hărții respective.

Culorile utilizate pe hărți, secțiuni și coloane stratigrafice au fost numerotate de la 1 la 24 după cum urmează: alb — 1; galben de lămîie — 2; galben de crom — 3; portocaliu — 4; roșu gălbui — 5; roșu — 6; carmin — 7; violet roșcat — 8; violet albăstrui — 9; albastru deschis — 10; albastru marin — 11; albastru de Prusia — 12; albastru indigo — 13; verde albăstrui — 14; verde gălbui — 15; verde — 16; verde

cenușiu — 17; ocru — 18; siena — 19; roșu indian — 20; cafeniu roșcat — 21; cafeniu gălbui — 22; cenușiu — 23; negru — 24.

Simboluri geocronologice *Tabelul 1.*

Subdiviziuni geocronologice	Simboluri	Subdiviziuni geocronologice	Simboluri Cm1
Neozoic	Nz	Valanginian	v
Cuaternar	Q	Berriasian	be
Holocen	Q2	Jurasic	J
Pleistocen	Q1	Jurasic superior	J3
Neogen	N	Tithonic	th
Pliocen	N2	Kimmeridgian	km
Romanian	ro	Oxfordian	ox
Dacian	dc	Jurasic mediu	J2
Miocen	N1	Callovian	cl
Ponțian	p	Bathonian	bt
Meoțian	m	Bajocian	bj
Pannonian	pn	Aalenian	aa
Sarmațian	sm	Jurasic inferior	J1
Kersonian	ks	Toarcian	tc
Basarabian	bs	Domerian	do
Volhinian	vh	Carixian	ca
Buglovian	bg	Sinemurian	si
Badenian	ba	Hettangian	ht
Burdigalian	bd	Triasic superior	T3
Aquitanian	aq	Rhetian	rh
Paleogen	Pg	Norian	no
Oligocen	Pg3	Carnian	cr
Chattian	ch	Triasic mediu	T2
Rupelian	ru	Ladinian	ld
Lattorfian	la	Anisian	an
Eocen	Pg2	Triasic inferior	T1
Priabonian	pr	Werfenian	w
Luteţian	lt	Campilian	wc
Cuisian	cu	Seisian	ws
Paleocen	Pg1	Paleozoic	Pz
Ilerdian	il	Permian	P
Thanetian	tn	Permian superior	P2
Monțian	mn	Permian inferior	P1
Danian	dn	Carbonifer superior	C3
Mezozoic	Mz	Carbonifer mediu	C2
Cretacic	K	Carbonifer inferior	C1
Cretacic superior	K2	Devonian superior	D3
Senonian	sn	Devonian mediu	D2
Maastrichtian	ma	Devonian inferior	D1
Campanian	cp	Silurian superior	S2
Santonian	st	Silurian inferior	S1
Coniacian	cn	Ordovician	O
Turonian	tu	Ordovician superior	O3
Cenomanian	cm	Ordovician mediu	O2
Cretacic inferior	K1	Ordovician inferior	O1
Vraconian	vr	Cambrian	Cm
Albian	alb	Cambrian superior	Cm3
Apţian	ap	Cambrian mediu	Cm2
Barremian	br	Cambrian inferior	Cm1
Hauterivian	h	Proterozoic	Pt
		Arhaic	A
		Precambrian	Pc

Pentru indicarea vîrstei formațiunilor sedimentare, magmatice sau metamorfice se utilizează simboluri care reprezintă prescurtări ale denumirii subdiviziunilor stratigrafice (tabelul 1). Simbolurile stratigrafice se utilizează pentru precizarea vîrstei și atunci cînd aceasta este indicată prin culori sau haşuri.

Vîrsta *formațiunilor sedimentare* se indică, de regulă, prin culori convenționale (tabelul 2). Astfel subdiviziunile erei arhaice se reprezintă prin

Tabelul 2. **Culori convenționale utilizate pentru indicarea vîrstei formațiunilor sedimentare**

Grupă, sistem	Culori	Indicii culorilor
Cuaternar	gri	23 slab
Neogen	galben	2 și 3
Paleogen	portocaliu	4
Cretacic	verde	14, 15, 16, 17
Jurasic	albastru	10, 11, 12, 13
Triasic	violet	8, 9
Permian	cafeniu roșcat	21
Carbonifer	cenușiu	23
Devonian	cafeniu gălbui	22
Silurian	verde	17 cu 3
Ordovician	verde	17 cu 4
Cambrian	carmin	7
Proterozoic	roz	5
Arhaic	roșu	6

nuanțe de roșu iar cele ale erei proterozoice prin nuanțe de roz. Pentru fiecare perioadă a erelor paleozoică, mezozoică și neozoică se folosește cîte o culoare distinctă. Subdiviziunile perioadelor se diferențiază prin nuanțe, mai închise pentru formațiunile mai vechi și din ce în ce mai deschise pentru formațiunile din ce în ce mai noi. În cazul în care numărul nuanțelor de care dispunem este insuficient pentru indicarea tuturor etajelor și subetajelor, acestea se diferențiază prin haşuri colorate.

Pentru reprezentarea diferitelor tipuri de roci sedimentare se folosesc semne convenționale, care se pot suprapune peste culorile care indică vîrsta formațiunilor respective (tabelul 3).

Conținutul paleontologic al formațiunilor sedimentare se indică prin semne convenționale, a căror formă derivă din morfologia unor elemente reprezentative pentru diferitele grupe de viețuitoare (de exemplu, conturul unei frunze pentru indicarea unui punct cu floră fosilă).

Pentru indicarea vîrstei *rocilor magmatice* se folosesc culori convenționale precum și simboluri stratigrafice (tabelul 4). Tipurile principale de roci magmatice se reprezintă atît pe hărți și secțiuni geologice cît și pe coloane stratigrafice prin semne convenționale și prin simboluri repre-

Tabelul 3. **Semne convenționale utilizate pentru reprezentarea rocilor sedimentar**

Semn convențional	Tip petrografic	Semn convențional	Tip petrografic	Semn convențional	Tip petrografic
	Blocuri angulare		Gresie		Calcar grezos
	Blocuri rulate		Gresie siltică		Șist bituminos
	Pietriș angular		Gresie argiloasă		Calcar bituminos
	Pietriș rotunjit		Siltit		Cretă
	Pietriș cu nisip		Argilit		Calcar dolomitic
	Nisip		Șist argilos		Dolomit
	Nisip silțic		Calcirudit		Dolomit grezos
	Nisip argilos		Calcarenit		Gips
	Silt nisipos		Calcisiltit		Anhidrit
	Silt		Calcilutit		Sare gemă
	Silt argilos		Șist calcaros		Săruri de potasiu și magneziu
	Argilă nisipoasă		Marnă		Turbă
	Argilă		Marno-calcar		Lignit
	Brecie		Calcar		Cărbune brun
	Conglomerat		Calcar brecios		Huilă Antracit

Tabelul 4. **Culori folosite pentru indicarea vîrstei rocilor magmatice**

Vîrsta magmatitelor	Ultrabazice	Bazice	Intermediare	Acide
	indexurile culorilor			
Q și N	—	21	4 și 5	4
K2 și Pg	—	5 intens	5 mediu	5 slab
Pz sup și Mz	9 intens	9 mediu	9 mediu	9 slab
Pc și Mz	8 intens	8 intens-mediu	7 mediu	7 slab

zentînd abrevieri, în alfabetul grecesc, ale denumirii rocilor respective (tabelul 5).

În cazul *rocilor metamorfice* vîrsta se indică prin simboluri stratigrafice, iar tipurile petrografice se reprezintă prin semne convenționale, cu-

Tabelul 5. **Semne convenționale și simboluri folosite pentru reprezentarea tipurilor de roci magmatice**

Simbol	Semn convențional	Tip petrografic
ROCI PLUTONICE		
γ		Granit
γal		Granit alcalin
γδ		Granodiorit
ξ		Sienit
ξa		Sienit alcalin
ξn		Sienit nefelinic
ʒ		Monzonit
δ		Diorit
δq		Diorit cuarțifer
ω		Gabbro
ν		Norit
Aν		Anortozit
σ		Peridotit
δu		Dunit
η		Hornblendit
πx		Piroxenit
Σε		Serpentinit
ROCI FILONIENE		
Mγ		Microgranit
σ		Aplit
ε		Pegmatit
Mϑ		Microdiorit (diorit porfir)
Mϑq		Microdiorit cuarțifer
ωϑπ		Gabbrodiorit porfir
Mω		Microgabbro (Dolerit)
λ		Lamprofir
ROCI PIROCLASTICE		
		Piroclastit
		Brecie piroclastică
		Aglomerat
		Cinerit (Tuf)
		Lavă piroclastică
		Lahar
		Tuf sudat
		Formațiune vulcanogen-sedimentară

Tabelul 6. **Simboluri, semne convenţionale şi culori utilizate pentru reprezentarea principalelor tipuri de roci metamorfice**

Simbol	Semn convenţional	Tip petrografic
S sc-cl-qu		Şisturi sericito-clorito-cuarţoase
S gt-sc		Şisturi grafito-sericitoase
miş		Micaşisturi
pgn		Paragnaise
Gn qu-fp		Gnaise cuarţo-feldspatice
Qt sc		Cuarţite sericitoase
ca		Calcare cristaline
d		Dolomite
Mţa		Metatufuri acide
Mţb		Metatufuri bazice
Aa		Amfibolite
Mg		Metagrauwacke
Mc		Metaconglomerate
F sc-cl		Filite sericitoase, cloritoase
mg		Migmatite

lori şi simboluri, adică abrevieri, în alfabetul latin, ale denumirii rocilor respective (tabelul 6).

Elementele structurale se reprezintă pe hărţile geologice prin semne convenţionale care redau atît tipurile de structuri cît şi orientarea în spaţiu a acestora (tabelul 7).

1.5. HARŢI GEOLOGICE SPECIALE

Dezvoltarea şi aprofundarea cercetărilor în cadrul diferitelor ramuri ale ştiinţelor geologice ca şi amplificarea lucrărilor de prospecţiune, explorare şi exploatare a substanţelor minerale utile a condus la sporirea şi diversificarea datelor privind structura de adîncime şi caracteristicile

Tabelul 7. **Semne convenționale pentru reprezentarea principalelor elemente structurale**

Semn convențional	Denumirea elementului structural	Semn convențional	Denumirea elementului structural
20°	Poziție de strat		Dom
30°	Poziție normală		Cuvetă
70°	Poziție răsturnată		Contact diapir
	Strate orizontale		Ax de cută antiformă
	Strate verticale		Ax de cută sinformă
	Limită normală		Flexură
	Limită de discordanță		Fractură profundă
	Klippă sedimentară		Decroșare
	Discordanță unghiulară		Falie
	Ax de sinclinal normal		Falie verticală
	Ax de sinclinal deversat		Falie normală conformă
	Ax de anticlinal normal		Falie normală contrară
	Ax de anticlinal deversat		Falie inversă conformă
	Ax de anticlinal răsturnat		Falie inversă contrară
	Terminație periclinală		Încălecare
	Terminație periclinală		Șariaj
	Brahianticlinal		Petec de acoperire
	Brahisinclinal		Fereastră tectonică

geologice ale diferitelor regiuni. Întrucît harta geologică propriu-zisă a unei regiuni nu poate cuprinde totalitatea datelor obținute în cadrul diferitelor domenii de cercetare, a apărut necesitatea ca pentru aceeași regiune, pe lîngă harta geologică propriu-zisă să fie elaborate *hărți geologice speciale*, fiecare dintre ele reprezentînd o anumită categorie de date sau informații.

În funcție de conținutul și scopul pentru care sînt întocmite se disting următoarele tipuri principale de hărți geologice speciale: structurale, de grosime, litologice, litofaciale, paleogeografice, geomorfologice, ale depozitelor cuaternare, tectonice, paleogeologice (de descoperită), hidrogeo-

logice, geologo-inginerești, geofizice, geochimice, ale substanțelor minerale utile, de prognoză, etc.

Hărți structurale. Acestea sînt hărți care redau forma și poziția în spațiu a unei suprafețe de strat sau a unui orizont reper. Drept orizont reper poate servi o limită stratigrafică (de ex. limita Dacian/Pontian), un strat caracterizat printr-o litologie particulară (cărbune, tuf vulcanic, gips), acoperișul (capul) sau patul unui strat petrolifer o suprafață de discordanță, o suprafață de contrast în ceea ce privește anumite proprietăți fizice (rezistivitate electrică, elasticitate, etc.) ale corpurilor de roci, puse în evidență prin metodele de prospecțiune geofizică.

Reprezentarea morfologiei unui orizont reper se realizează cu ajutorul *izobatelor*. Acestea sînt proiecții pe un plan orizontal ale liniilor rezultate din intersecția orizontului reper cu o serie de plane orizontale echidistante, cotate în raport cu un plan de referință (de regulă nivelul mării). Cu alte cuvinte, izobatele pot fi definite drept curbe de nivel ale unei suprafețe reper, adică linii de egală adîncime a reperului față de un plan de referință orizontal.

Hărțile structurale se construiesc pe baza corelării unui orizont reper în mai multe secțiuni transversale sau pe baza determinării adîncimii orizontului reper într-o serie de foraje. Pentru aceeași regiune se pot construi atîtea hărți structurale cîte orizonturi reper au fost identificate. Hărțile structurale au o largă utilizare în geologia petrolului, a cărbunilor și a altor substanțe minerale utile.

Hărți de grosime. Variațiile de grosime a unor strate sau formațiuni se pot reprezenta prin *izopachite* (izopace) sau prin *izochore*. Izopachitele sînt curbe care unesc între ele puncte de egală grosime stratigrafică (normală) a unor formațiuni geologice. Ele au o semnificație paleotectonică, întrucît zonele conturate de izopachitele de valori maxime corespund, de regulă, zonelor care s-au caracterizat, în timpul acumulării stratelor respective, printr-o mișcare negativă mai accentuată a scoarței terestre. Izochorele sînt linii care unesc între ele punctele de egală grosime verticală. Valoarea izochorelor este egală cu cea a izopachitelor în cazul stratelor orizontale și, pentru aceeași grosime normală, crește o dată cu creșterea înclinării stratelor.

Hărți litologice. Astfel de hărți se întocmesc pentru a reprezenta variațiile în componența petrografică a unei subdiviziuni stratigrafice, cunoscute în aflorimente sau pe baza datelor de foraj. Tipurile de roci care predomină în componența subdiviziunii date se reprezintă, de regulă, prin semne convenționale sau hașuri.

Un tip particular de hărți litologice sînt hărțile conținutului procentual în anumiți componenți petrografici (nisip, argilă, carbonați) din cadrul unei subdiviziuni stratigrafice. Variația conținutului într-un anumit component se reprezintă prin izolinii ale conținutului, adică linii ce unesc între ele punctele în care componentul respectiv are aceeași pondere procentuală în coloana stratigrafică a subdiviziunii stratigrafice date.

Hărțile litologice sînt utilizate pentru rezolvarea unor probleme de geologie inginerească, de hidrogeologie, paleogeografie precum și pentru aprecierea perspectivelor de petrol și gaze ale unor regiuni.

Hărți litofaciale. Sînt hărți care redau variațiile caracteristicilor litologice și ale condițiilor de sedimentare pentru depozitele aparținînd anumitor subdiviziuni stratigrafice. Pe astfel de hărți se conturează aria de extindere probabilă a bazinului de sedimentare din epoca respectivă, precum și aria de extindere actuală a depozitelor subdiviziunii date. În cadrul acesteia din urmă se delimitează suprafețele caracterizate prin predominarea diferitelor tipuri litofaciale, care se reprezintă prin semne convenționale complexe, a căror semnificație se prezintă în legendă. Pentru redarea condițiilor de sedimentare se utilizează culori convenționale și anume: albastru pentru mediul marin cu salinitate normală; verde pentru mediul salmastru; violet pentru mediul lagunar; galben pentru mediul continental. Pentru indicarea zonelor de mică adîncime a apelor se utilizează o nuanță mai deschisă a culorii care indică tipul de bazin. Variațiile grosimii formațiunii date se reprezintă cu ajutorul izopachitelor. Hărțile litofaciale servesc la reconstituirea paleomediilor de sedimentare și la identificarea ariilor care, în anumite etape ale istoriei geologice, au oferit condiții favorabile formării unor substanțe minerale.

Hărți paleogeografice. Ansamblul condițiilor fizico-geografice care existat într-o anumită epocă a trecutului geologic al unei regiuni se reprezintă cu ajutorul hărților paleogeografice. Pe baza informațiilor rezultate din studiul caracteristicilor sedimentologice și litofaciale ale depozitelor, al asociațiilor paleontologice și al raporturilor stratigrafice, pe aceste hărți se reprezintă, pentru un anumit interval stratigrafic, limitele dintre uscat și mare, caracteristicile generale ale reliefului continental și ale rețelei hidrografice, condițiile paleoclimatice, caracterele fizico-geografice ale domeniului marin (adîncimi, paleocurenți, salinitate, temperaturi etc.), caracteristicile paleobiogeografice etc. Gradul de detaliere și de corectitudine ale hărților paleogeografice este, în general, cu atît mai ridicat cu cît ne referim la o epocă mai apropiată de cea actuală. Pe lîngă importanța lor teoretică, hărțile paleogeografice au și o importanță practică pentru evidențierea unor acumulări de hidrocarburi legate de anumite forme ale reliefului îngropat, sau a unor zăcăminte de cărbuni a căror geneză a fost condiționată de anumiți factori paleogeografici (paleoclimat, precipitații etc.).

Hărți geomorfologice. Aceste hărți redau caracteristicile reliefului unei regiuni în corelare cu natura rocilor din subsol și cu elementele structurale ale regiunii respective. Ele servesc în activitatea de proiectare a unor construcții, a unor lucrări de combatere a degradării terenurilor etc.

Hărți ale depozitelor cuaternare. Sînt hărți care redau caracteristicile litologice, tipurile genetice și vîrsta depozitelor cuaternare, fără o subdivizare stratigrafică detaliată a formațiunilor precuaternare. Aceste hărți sînt utilizate în cercetările pedologice, hidrogeologice și de geologie inginerească.

Hărți tectonice. Aceste hărți servesc pentru reprezentarea structurii de ansamblu și a evoluției tectonice a unor țări sau continente. Pe o hartă tectonică se delimitează regiuni de cutare (=orogenice), regiuni de platformă și regiuni de avantfosă. Regiunile de cutare se împart, după vîrsta cutării și a consolidării lor, în regiuni de cutare alpină, hercinică (=variscă), caledoniană, assyntică etc. Fiecare dintre acestea se subdivid, la rîndul lor, în etaje tectogenetice, care cuprind formațiunile cutate și consolidate în cadrul anumitor faze sau perioade tectogenetice. Regiunile de platformă se subdivid, în funcție de vîrsta cutării și consolidării (cratonizării) fundamentului, în platforme epiproterozoice, epihercinice etc.

Pe hărțile tectonice se reprezintă principalele elemente structurale ca anticlinorii, sinclinorii, falii, șariaje, anteclize sineclize etc. De asemenea se conturează ariile de răspîndire a formațiunilor de fliș și de molasă, a căror acumulare a fost controlată de tipul de crustă și de anumite procese tectonice.

Pe lîngă hărțile tectonice propriu-zise se întocmesc și hărți *paleotectonice*, care redau structura și regimul geotectonic ale diferitelor sectoare ale unei regiuni într-o anumită etapă a evoluției tectonice a ei.

Hărți paleogeologice (de descopertă). Se întocmesc pentru a reprezenta formațiunile geologice acoperite de o serie discordantă. Ele redau imaginea pe care am obține-o prin înlăturarea seriei discordante și se denumesc după vîrsta formațiunilor înlăturate (de ex. harta formațiunilor preneogene, sau harta formațiunilor antecenomaniene). Mai rar, se folosesc și hărți geologice ale tălpii formațiunilor de deasupra discordanței, văzută de jos în sus (engl. worms eye map).

Hărți hidrogeologice. Aceste hărți reprezintă ariile de extindere și caracteristicile fizico-chimice ale apelor subterane din anumite strate sau complexe acvifere. Se disting astfel: hărți cu hidroizohipse (curbe de egală adîncime a nivelului apelor freatice raportat la nivelul mării), hărți hidrogeochimice, care redau mineralizația totală sau concentrația în anumite substanțe a apelor aparținînd unui strat acvifer.

Hărți geologo-inginerești. Sînt hărți pe care se reprezintă răspîndirea în suprafață a diferitelor tipuri de roci caracterizate prin anumite proprietăți fizico-mecanice (porozitate, permeabilitate, rezistență la compresiune, etc). Aceste hărți servesc la proiectarea construcțiilor de clădiri, drumuri, căi ferate, baraje, tunele, etc.

Hărți geofizice. Această categorie de hărți prezintă prin izolinii variația cîmpurilor geofizice naturale (gravitație, magnetism, radioactivitate, seismicitate) sau provocate (rezistivitate electrică, radioactivitate indusă), ele reflectînd răspîndirea rocilor caracterizate prin anumite proprietăți fizice ca: densitate, conductibilitate termică sau electrică, magnetism, elasticitate etc. Interpretarea unor asemenea hărți servește la descifrarea structurii geologice de adîncime a unor regiuni și la identificarea sectoarelor în care se găsesc anumite substanțe minerale.

Hărți geochimice. Sînt hărți care redau răspîndirea în solul sau în subsolul unor regiuni a anumitor elemente chimice. Aceste hărți servesc

la identificarea și delimitarea sectoarelor cu perspective privind anumite substanțe minerale utile.

Hărți ale substanțelor minerale. Acestea sînt hărți care redau răspîndirea în suprafață și legătura cu anumite complexe de roci sau structuri tectonice a corpurilor de substanțe minerale utile cunoscute într-o regiune dată. Ele servesc la calculul rezervelor de substanțe minerale utile și la proiectarea lucrărilor de explorare și de exploatare.

Hărți de prognoză. Constituie o categorie de hărți geologice speciale cu ajutorul cărora se delimitează sectoarele și regiunile cu perspective pentru descoperirea de noi zăcăminte de substanțe minerale. Aceste hărți se întocmesc pe baza analizei tuturor datelor geologice, geofizice și geochimice aferente unei regiuni și a datelor privind condițiile de formare și de acumulare a diferitelor substanțe minerale. Ele servesc la orientarea și planificarea în perspectivă a lucrărilor geologice de prospecțiune și explorare.

După cum rezultă din cele arătate mai sus, pe măsura aprofundării cercetărilor geologice a crescut și numărul și varietatea tipurilor de hărți geologice speciale. Elaborarea și interpretarea acestor tipuri de hărți se bazează pe o bună cunoaștere a formelor de zăcămînt ale corpurilor de roci, a elementelor structurale majore, precum și a evoluției tectonice a regiunilor respective.

2. RAPORTURI CRUSTĂ—LITOSFERĂ—MANTA

2.1. CONSTITUȚIA GLOBULUI TERESTRU

Globul terestru are o structură în pături concentrice, cu densități diferite, separate prin suprafețe de discontinuitate seismică. Structura internă a fost stabilită prin studii de seismologie (propagarea undelor longitudinale P și transversale S) și pe baza datelor oscilațiilor libere ale Pămîntului. Variațiile vitezelor undelor P și S (cauzate de schimbarea densității) în interiorul globului reflectă schimbări în presiune, temperatură, compoziție mineralogică și chimică, precum și gradul de topire parțială a rocilor.

Modelul structurii interne a Pămîntului cuprinde mai multe geosfere concentrice și anume (fig. 2.1):

1. Crusta se extinde pînă la discontinuitatea Mohorovičič și reprezintă porțiunea relativ superficială, cu grosimi variind între 3 km (în regiunile rifturilor oceanice) și 80 km (în zonele de înrădăcinare a centurilor muntoase), cu o medie de grosime de 10—12 km sub oceane și 30—50 km sub continente. Densitatea medie a crustei terestre este de 2,7—2,9 g/cm^3, iar viteza de propagare a undelor P prin crustă este sub 7 km/s.

2. Mantaua superioară se extinde de la suprafața Mohorovičič și pînă la aproape 400 km, în cadrul ei existînd mai multe discontinuități care conferă acestei geosfere proprietăți diferite. Între suprafața Mohorovičič și 50—70 km sub oceane și pînă la 150 km sub continente este separat *stratul B'* (Bullen, 1963) în care viteza undelor seismice este de 8,1—8,2 km/s (unde P) și 4,5—4,7 km/s (unde S). Acest strat, împreună cu crusta, formează *litosfera* (50—150 km grosime) definită drept stratul superior al Pămîntului care reacționează la stressuri ca un solid rigid și în care vitezele undelor seismice cresc continuu cu un salt important pe suprafața Moho. Sub litosferă și pînă la adîncimea de circa 700 km se dezvoltă *astenosfera,* formată din material viscos, susceptibil a suferi deformări mari și în care se produc mișcări importante ale materiei.

Pe primii 50—100 km din astenosferă se dezvoltă *stratul B"*, în care vitezele undelor seismice scad brusc, ajungînd la 7,6 km/s (unde P) și 4 km/s (unde S), cunoscut și sub numele de *strat de viteză redusă*. Acest

strat este bine marcat sub oceane și sub zonele orogenice tinere și mai puțin definit sub scuturile vechi continentale.

Sub stratul de viteză redusă pînă la adîncimea de circa 400 km se înregistrează o variație semnificativă în densitate și în viteza undelor seismice; acestea din urmă cresc cu un gradient normal, ajungînd la 8,2 km/s. Acest strat, cunoscut ca *stratul B'''*, are o grosime de 125—175 km și proprietăți mecanice omogene.

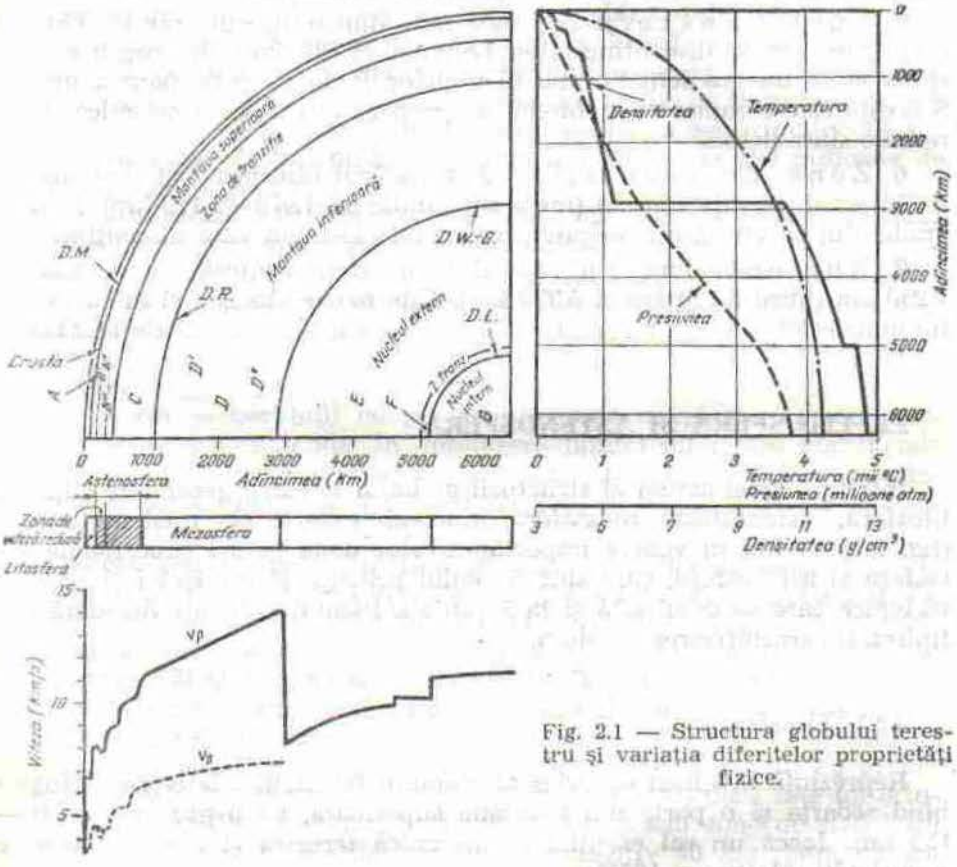


Fig. 2.1 — Structura globului terestru și variația diferitelor proprietăți fizice.

3. Zona de tranziție se extinde de la 400 la circa 1 050 km. În cadrul ei vitezele undelor seismice cresc continuu, remarcîndu-se cîteva trepte, la adîncimi cuprinse între 375—430 km, 500—570 km, 670—700 km și la 1 050 km. Viteza undelor seismice crește de la 8,2 km/s pînă la aproape 11 km/s, iar la limita cu mantaua inferioară sare la 12 km/s. Discontinuitățile nu se mențin la aceeași adîncime sub continente și sub oceane, astfel încît discontinuitatea de la baza zonei de tranziție se găsește la 1 050 km sub continente și la 1 250 km sub oceane. Discontinuitatea de la adîncimea de 670—700 km corespunde cu baza astenosferei,

de la care în jos, incluzînd și mantaua inferioară, se dezvoltă *mezosfera* (fig. 2.1).

4. Mantaua inferioară se dezvoltă între 1 050 km (discontinuitatea Repetti) și 2 898 km (discontinuitatea Gutenberg-Wiechert). În cuprinsul ei vitezele undelor seismice cresc gradat pînă la 13,6 km/s. Se pot recunoaște și în aceasta 3 discontinuități, la adîncimi în jur de 1 200 km, 1 800 km și 2 500 km. La limita cu nucleul extern are loc o scădere bruscă a vitezei undelor pînă la cca 8 km/s.

5. Nucleul extern cuprinde zona dintre discontinuitatea Gutenberg-Wiechert și discontinuitatea Lehman (5 100 km). În cuprinsul lui se constată un gradient normal al undelor P, în timp ce pentru undele S acesta este complet opac. Modul de propagare a undelor seismice sugerează o stare lichidă.

6. Zona de tranziție către nucleul intern a fost separată pe un interval gros de 150 km (între adîncimile de 4 970—5 120 km), în care gradientul de viteză este negativ, reflectînd existența unor discontinuități.

7. Nucleul intern reprezintă geosfera centrală cu o rază de 1 250 km (între 5 120 km și 6 370 km). Este foarte omogen și în cuprinsul lui undele seismice au un gradient scăzut, ajungînd la viteza de 11,2 km/s.

2.2. LITOSFERA ȘI ASTENOSFERA

Într-un model actual al structurii globului terestru geosferele cuprind litosfera, astenosfera, mezosfera, nucleul extern și nucleul intern (fig. 2.1). Avînd în vedere importanța celor două pături superficiale, litosfera și astenosfera, care sînt și sediul principalelor mișcări și procese tectonice care se manifestă și la suprafața Pămîntului, este necesară definirea și caracterizarea acestora.

2.2.1. Litosfera

Reprezintă învelișul superior al globului terestru, relativ rigid, înglobînd scoarța și o parte din mantaua superioară, cu o grosime de 70—150 km. Joacă un rol esențial în mecanica terestră și are următoarele proprietăți (Mattauer, 1973):

— la suprafața Pămîntului se prezintă sub forma unui număr de plăci sau calote sferice de mari dimensiuni (mai multe mii de kilometri), practic lipsite de deformații;

— plăcile au suferit deplasări mari fără a se deforma (mai multe mii de kilometri), ceea ce sugerează că litosfera are o mare rigiditate și că este capabilă să suporte stressuri importante pe perioade lungi de timp. Viscozitatea sa este de 10^{24} poise și datorită acesteia viteza undelor seismice este mare;

— limita cu astenosfera este adesea foarte netă, astfel că plăcile litosferice alunecă pe substratul lor vîscos, mișcarea lor putînd să nu aibă nici o legătură cu mișcările astenosferei.

Grosimea și proprietățile litosferei sînt raportate gradientului geotermic care permite să deosebim o litosferă oceanică și una continentală (cu două tipuri, unul cu gradient geotermic coborît — scuturi și platforme și altul cu gradient geotermic ridicat — bazine și lanțuri muntoase).

Litosfera oceanică. Au fost elaborate mai multe modele ale litosferei oceanice dintre care prezentăm un model combinat (Murrell, 1976, Forsyth și Press, 1971, Mercier și Carter, 1975). Litosfera oceanică ajunge la starea de echilibru după aproximativ 80 milioane de ani de la creerea ei în dorsalele oceanice (Williams și Poehls, 1975), în timp ce Forsyth (1975) sugerează că grosimea litosferei crește de la aproximativ 70 km după 30 milioane de ani pînă la aproximativ 85 km la 100 milioane de ani din momentul generării ei.

Grosimea medie a litosferei oceanice este apreciată la 78 km în cadrul ei fiind separate mai multe zone cu proprietăți diferite:

0—5 km — apă

5—12 km — pătura bazaltică formată din dolerite. La baza ei se află suprafața Mohorovičič, unde temperatura este de 390—470°C.

12—27 km — peridotit cu plagioclaz calcic, temperatura ajungînd la 670—740°C.

27—78 km — peridotit cu piroxeni+eclogit cu plagioclaz sau peridotit cu spinel+hornblendă. În apropierea limitei inferioare hornblenda nu mai există, compoziția fiind din peridotit cu granat. La baza litosferei, temperatura ajunge la 1 120°—1 160°, sub care se dezvoltă astenosfera parțial topită.

Litosfera continentală. Utilizînd profilele vitezelor seismice date de mai mulți autori, geotermele lui Mercier și Carter (1975), precum și datele de petrologie obținute de Bott (1971) și Wyllie (1971), au fost stabilite modele ale litosferei pentru zonele de scuturi și pentru zonele cu flux termic ridicat (bazine și zone de rift). Dacă baza litosferei este definită prin temperatura stării solide a mineralelor atunci în ariile scuturilor ea se găsește la adîncimea de aproximativ 155 km (temperatura de circa 1 160°C) dacă compoziția mineralogică este din peridotit cu granat și la adîncimea de 185 km (temperatura circa 1 290°C) dacă este un eclogit. În ariile cu flux termic ridicat (de tip bazin sau zone de rift) baza litosferei se găsește la o adîncime de aproximativ 80 km (temperatura circa 1 170°C), adîncime apropiată de cea din domeniul oceanic.

Un model al litosferei (Murrell, 1976) în ariile de scuturi prezintă următoarele proprietăți:

0—16 km — pătura granitică (predomină granodioritele), la baza căreia temperatura este în medie de 240°C.

16—35 km — pătura bazaltică (dolerite), la baza căreia este suprafața Mohorovičič, unde temperatura este 440°C.

35—85 km — peridotit cu granat+hornblendă, temperatura ajungînd la 860°C.

85—155 km — peridotit cu granat (la 100 km hornblenda dispare), temperatura ajungînd la 1 160°C.

Sub 155 km astenosfera parțial topită formată din peridotit cu granat+lichid.

În ariile de tip bazin și rift continental distribuția diferitelor pături este următoarea (model bazat pe litosfera continentală din zona Basin and Range — S.U.A.):

0—19 km — pătura granitică (=granodiorite), temperatura ajungînd la 620°C.

19—30 km — pătura bazaltică (=dolerite), la baza căreia suprafața Mohorovičič, temperatura ajungînd la 770°C (Mercier și Carter, 1975) sau chiar 900°C (Herrin, 1972).

30—80 km — peridotit, la partea superioară peridotit cu spinel apoi spre bază peridotit cu granat, temperatura ajungînd la 1 170°C.

Sub adîncimea de 80 km — astenosfera parțial topită (peridotit cu granat+lichid). Se estimează că la 100 km temperatura ajunge la 1 260°—1 300°C.

2.2.2. Astenosfera

Cuprinde porțiunea din globul terestru dintre litosferă și o adîncime de 600—700 km, corespunzătoare unei zone cu material vîscos, susceptibil a se deforma ușor, constituind sediul unei importante mișcări a materiei.

Viscozitatea astenosferei este de circa 3 ori mai mică decît a litosferei.

Se poate explica această modificare de stare printr-un stadiu de fuziune parțială. Proprietățile astenosferei nu sînt omogene pe toată grosimea, fiind distinse o serie de „strate" cu proprietăți diferite.

Astenosfera reacționează diferit la eforturi; nu se produc rupturi și deci nici seisme, dar se produce un fluaj, o deformație proporțională cu timpul. Se pot obține astfel deformări importante cu eforturi mici. Aici este sediul unor mișcări ale materiei extrem de importante prin curenți de convecție (=mișcări realizate prin diferențe de densitate), dintre care deplasările plăcilor nu sînt decît o consecință. Datorită lipsei seismelor nu se pot face observații asupra astenosferei, cauzele exacte ale deplasărilor de materie fiind puțin cunoscute.

2.2.3. Grosimea litosferei și fluxul termic

Determinarea grosimii litosferei pe baza propagării undelor seismice se face prin stabilirea adîncimii la care are loc o scădere a vitezei acestora, corespunzătoare unei regiuni de topire parțială a rocilor de la care se consideră că începe astenosfera. Se cunoaște, de dată recentă, că sub scuturile precambriene zona seismică de viteză redusă lipsește sau este slab dezvoltată la o adîncime mare, ceea ce face dificilă trasarea limitei litosferă-astenosferă.

Adîncimea la care are loc topirea parțială în manta, într-o regiune dată, depinde de temperatura la care rocile mantalei încep să se topească și de variația temperaturii cu adîncimea. Profilul de adîncime al temperaturii actuale, denumit *geotermă*, depinde în cea mai mare măsură de fluxul termic. Pentru stabilirea grosimii plăcilor litosferice sînt utilizate, prin extrapolare datele de flux termic măsurate la suprafața pămîntului.

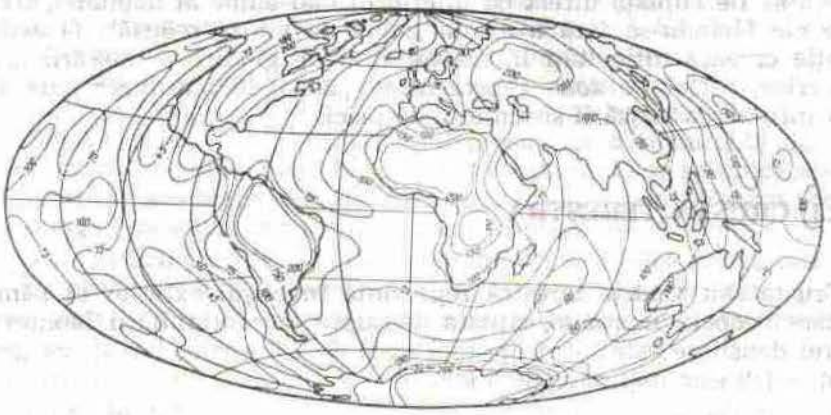


Fig. 2.2 — Harta de variație a grosimii litosferei după datele de flux termic (după Pollack și Chapman, 1977).

Cum măsurătorile directe ale temperaturilor în interiorul globului sînt limitate la cel mult 10 km de crustă, extrapolarea temperaturilor la adîncimi de 100 km și mai mult implică diferite premise. Este necesar să știm cum variază proprietățile termice ale rocilor cu temperatura, variația radioactivității cu adîncimea, iar pentru regiunile oceanice cum se răcesc plăcile oceanice după formarea lor pe dorsale.

Măsurători de laborator și date de observație pe teren, recente, au furnizat suficiente date pentru construirea modelelor detaliate care permit calcularea geotermelor caracteristice pentru regiunile oceanice și continentale.

Adîncimile la care există condiții de topire parțială rezultate din astfel de calcule sînt în acord cu cele date de seismică. Urmărind harta de variație a grosimii litosferei (fig. 2.2), realizată pe baza măsurătorilor de flux termic (Pollack și Chapman, 1977), se remarcă existența unor zone în care grosimile sînt foarte mari (zonele scuturilor: canadian peste 250 km; brazilian peste 250 km; african peste 200 m; siberian peste 250 km și antarctic peste 200 km), în opoziție cu zona cu grosimi mici (zonele oceanice — în special dorsalele mediooceanice cu grosimi mai mici de 75 km — dorsale medio atlantice și chiar mai mici de 50 km — dorsala pacifică).

Măsurătorile de flux termic indică o îngroșare a plăcilor oceanice cu vîrsta, de la cîțiva kilometri pe dorsală, la peste 100 km în bazinele oceanice cele mai vechi, unde fluxul termic este redus.

În zonele continentale ale plăcilor tectonice se remarcă o variație sistematică în grosime de la cca 40 km în provinciile geologice tinere unde fluxul termic este ridicat, la cîteva sute de kilometri sub scuturile continentale al căror flux termic este mic. Pentru unele scuturi geoterma nu intersectează curba de topire a mantalei, indiferent de adîncime, ceea ce ar indica lipsa astenosferei sub aceste zone. În aceste arii este posibil ca litosfera să fie cuplată direct cu interiorul mai adînc al mantalei, trecerea între ele făcîndu-se fără a exista „zona de viteză redusă". O astfel de situație creează dificultăți în mecanismul de gîndire a mișcării plăcilor litosferice, astfel de zone reprezentînd „zone de ancorare" care au ca efect întîrzierea mișcării sistemului de plăci.

2.3. CRUSTA TERESTRĂ

Crusta sau scoarța terestră reprezintă învelișul exterior al pămîntului, care acoperă mantaua, situată deasupra discontinuității Mohorovičič, a cărei densitate este în medie mai mică de 3,3 g/cm³, iar viteza undelor seismice (P) este mai mică de 8 km.

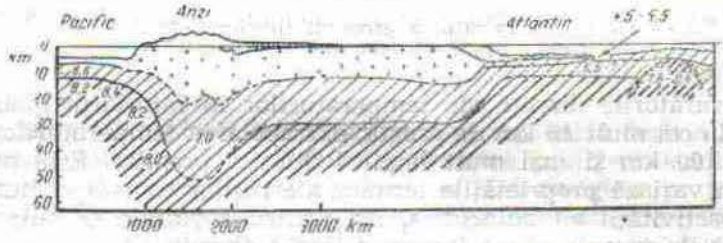


Fig. 2.3 — Secțiune prin crusta terestră între Pacific și Atlantic (după Mattauer, 1973).

Grosimea crustei variază foarte mult, fiind net diferită în ariile oceanice (5—15 km) și în ariile continentale (30—80 km) (fig. 2.3.).

Pe baza grosimii și compoziției se poate vorbi de crustă continentală, oceanică și intermediară.

2.3.1. Crusta continentală

Compoziția sa este diferită dacă o analizăm în zonele stabile, fără relief important (=platforme) sau în zonele centurilor orogenice, peste tot recunoscîndu-se însă trei pături cu compoziție și grosimi diferite.

Zone continentale stabile. De la suprafață în adîncime se pot distinge următoarele pături sau nivele (fig. 2.3):

Pătura sedimentară (=stratisfera= cuvertura sedimentară=etajul structural superior), alcătuită din roci sedimentare necutate și nemeta-

În zonele continentale ale plăcilor tectonice se remarcă o variație sistematică în grosime de la cca 40 km în provinciile geologice tinere unde fluxul termic este ridicat, la cîteva sute de kilometri sub scuturile continentale al căror flux termic este mic. Pentru unele scuturi geoterma nu intersectează curba de topire a mantalei, indiferent de adîncime, ceea ce ar indica lipsa astenosferei sub aceste zone. În aceste arii este posibil ca litosfera să fie cuplată direct cu interiorul mai adînc al mantalei, trecerea între ele făcîndu-se fără a exista „zona de viteză redusă". O astfel de situație creează dificultăți în mecanismul de gîndire a mișcării plăcilor litosferice, astfel de zone reprezentînd „zone de ancorare" care au ca efect întîrzierea mișcării sistemului de plăci.

2.3. CRUSTA TERESTRĂ

Crusta sau scoarța terestră reprezintă învelișul exterior al pămîntului, care acoperă mantaua, situată deasupra discontinuității Mohorovičič, a cărei densitate este în medie mai mică de 3,3 g/cm³, iar viteza undelor seismice (P) este mai mică de 8 km.

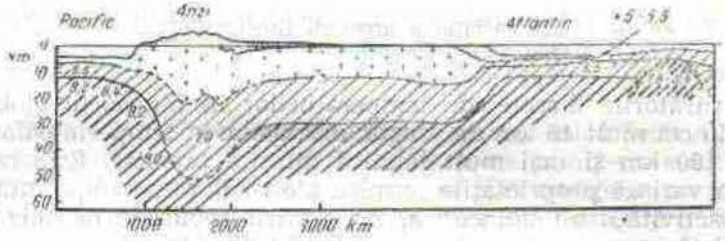


Fig. 2.3 — Secțiune prin crusta terestră între Pacific și Atlantic (după Mattauer, 1973).

Grosimea crustei variază foarte mult, fiind net diferită în ariile oceanice (5—15 km) și în ariile continentale (30—80 km) (fig. 2.3.).

Pe baza grosimii și compoziției se poate vorbi de crustă continentală, oceanică și intermediară.

2.3.1. Crusta continentală

Compoziția sa este diferită dacă o analizăm în zonele stabile, fără relief important (=platforme) sau în zonele centurilor orogenice, peste tot recunoscîndu-se însă trei pături cu compoziție și grosimi diferite.

Zone continentale stabile. De la suprafață în adîncime se pot distinge următoarele pături sau nivele (fig. 2.3):

Pătura sedimentară (=stratisfera= cuvertura sedimentară=etajul structural superior), alcătuită din roci sedimentare necutate și nemeta-

morfozate cu grosime totală foarte variabilă putînd depăși, în unele bazine, 3 000 m, iar în alte zone lipsește complet. Densitatea medie este de 2,5 g/cm^3 iar viteza undelor seismice între 2—5 km/s, funcție de tipul petrografic.

Pătura granitică (=stratul granitic=soclul cristalin= etajul structural inferior) are grosimi de 10—15 km, fiind alcătuită din granite, granodiorite, gnaise și micașisturi. Viteza undelor seismice este de 5,9—6,3 km/s, corespunzînd la densități de 2,7—2,8 g/cm^3. La baza ei se găsește o suprafață de discontinuitate numită *Conrad*. Pentru această zonă Badgley (1965) propune denumirea de „strat continental superior".

Pătura bazaltică (=stratul bazaltic) are o grosime de 10—20 km și nu aflorează nicăieri la suprafață, fiind presupusă a fi formată din amfibolite în facies eclogitic sau din diorite. Viteza undelor seismice este de 6,5—7,6 km/s, corespunzînd la densități de 2,8—2,9 g/cm^3. Pentru această pătură Badgley propune termenul de „strat continental inferior".

La baza păturii bazaltice se dezvoltă suprafața de discontinuitate Mohorovičić, de unde începe mantaua superioară în care vitezele undelor seismice au valori de 8—8,4 km/s, corespunzător unei densități medii de 3,3 g/cm^3.

Lanțuri muntoase. Se regăsesc aceleași pături ca în zonele continentale stabile. În constituția lor pot exista o serie de modificări legate de faptul că suprafața Mohorovičić se afundă accentuat pînă la 60 km și chiar 80 km (sub Himalaia), scoarța îngroșîndu-se, formînd „zone de rădăcină" (fig. 2.3). Datorită structurii tectonice complicate pot exista o serie de discontinuități suplimentare, generînd forme complexe ale scoarței în care se pare că suprafețe de tip Conrad se repetă la diferite adîncimi.

2.3.2. Crusta oceanică

Se caracterizează prin absența „păturii granitice", natura sa fiind cunoscută indirect din datele măsurătorilor seismice de refracție cît și direct din forajele efectuate de pe nava Glomar Challenger, precum și prin probări din batiscafe. Se deosebesc și aici diferite zone cu particularități privind grosimea și constituția crustei: zone oceanice tipice, dorsale medio-oceanice și mări interioare.

Zone oceanice tipice (=zone abisale cu relief slab). Sînt caracterizate prin dezvoltarea unei pături sedimentare subțiri (stratul 1) (0,4 km — grosime medie) de vîrstă recentă (post triasică) formată în general din mîluri neconsolidate, sedimente slab consolidate și roci consolidate normal, unde viteza undelor seismice este redusă (1,6—2,5 km/s), cu o densitate medie 2,3 g/cm^3 (fig. 2.3). Sub aceasta urmează pătura bazaltică în care se recunosc 2 strate cu proprietăți diferite.

Stratul 2, gros de 1,5—1,7 km, cu viteze ale undelor seismice între 4 și 6 km/s, alcătuit din bazalte tholeitice în care se separă la partea superioară un nivel de lavă vitroasă cu structură de tip pillow-lava, sub care apar gabbrouri străbătute de filoane doleritice. Acest strat are pro-

prietăți magnetice deosebite, constituind totodată soclul acustic al seismicii.

Stratul 3 (=strat oceanic) are o grosime medie de 5 km cu o viteză a undelor seismice de 6,4—7,0 km/s, fiind alcătuit din bazalte metamorfozate (la partea superioară), iar în adîncime gabbrouri sau serpentine provenite prin hidratarea mantalei superioare.

Rezultă astfel o grosime medie de 7 km a crustei oceanice, sub care se dezvoltă mantaua superioară de natură peridotitică, în care vitezele undelor seismice sînt în medie 8,1 km/s (variind între 7,5—8,4 km/s).

Dorsale medio-oceanice. Sînt caracterizate prin lipsa sedimentelor (sau grosimi extrem de mici) și a stratului bazaltic inferior, astfel încît grosimea crustei este redusă la 3—6 km sau chiar mai puțin, 2—4 km (Le Pichon et al, 1975) (fig. 2.3). Viteza undelor seismice este foarte variabilă, 4,4 la 6,9 km/s, sub dorsale dezvoltîndu-se mantaua superioară (cu viteze de peste 7,3 km/s). Grosimea mică a crustei, absența sedimentelor, prezența mantalei superioare și fluxul termic ridicat reflectă tinerețea crustei precum și intruderea magmelor la adîncimi mici sub creasta dorsalei.

Mări interioare (tip Marea Neagră). Grosimea crustei sub aceste mări variază între 15 km (Golful Mexic) și 45 km (Marea Caspică). Stratul granitic lipsește, astfel încît pătura sedimentară (viteze ale undelor seismice cuprinse între 2 și 5 km/s) stă direct pe pătura bazaltică (V_p=6,3—6,7 km's) (fig. 2.4). Sedimentele sînt foarte groase, depășind uneori 10 km (15 km M. Neagră și 20 km M. Caspică).

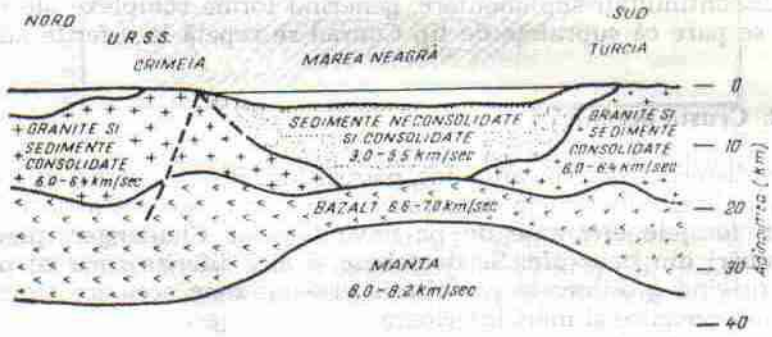


Fig. 2.4 — Secțiune transversală crustală prin Marea Neagră.

Secțiuni seismice prin M. Neagră (fig. 2.4) și prin Golful Mexic relevă lipsa păturii granitice și grosimea mare a sedimentelor.

2.3.3. Crusta intermediară

Sînt cuprinse în această categorie crustele care au „pătura granitică" subțiată, adîncimea suprafeței Mohorovičič fiind de cca 20 km (între 15 și 20 km). Acest tip de crustă a fost descris în zonele de margini con-

tinentale (pantele continentale și piemonturile abisale), arcurile insulare din Pacificul de vest și unele insule (ex. Ins. Antile) (fig. 2.5). Unii autori consideră și mările interioare ca avînd o crustă intermediară, chiar dacă în centrul bazinului lipsește complet pătura granitică, această absență fiind consecința unui proces treptat de subțiere a crustei.

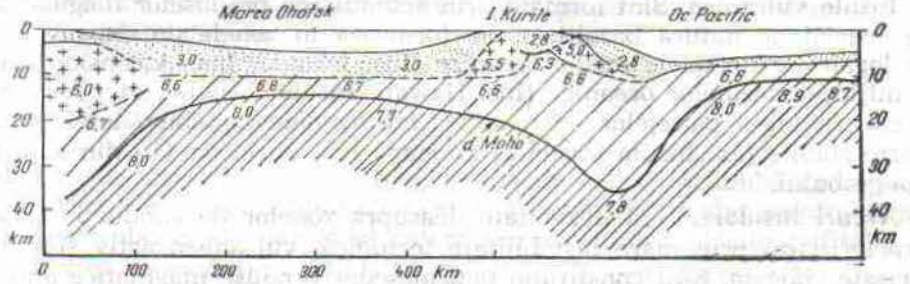


Fig. 2.5 — Secțiune prin arcurile insulare din Pacificul de Vest.

2.3.4. Tipuri crustale

Divizarea crustei în continentală, oceanică și intermediară nu este suficientă, în cadrul fiecăreia putînd fi separate mai multe tipuri crustale (Condie, 1976).

Un tip crustal reprezintă un segment de crustă care prezintă caracteristici geologice și geofizice similare. Au fost separate 12 tipuri crustale (5 continentale, 2 de tranziție și 5 oceanice):

Scuturi. Sînt părțile cele mai stabile ale continentelor, constituite din roci precambriene, fără cuvertură sedimentară, cu relief șters sau foarte slab exprimat. Vîrsta rocilor este foarte diferită fiind cuprinsă între 0,5 și 3,5 miliarde de ani. Ocupă 6% din suprafața globului. Exemple: scuturile baltic, canadian, african și antarctic.

Platforme. Sînt elemente stabile tectonic, alcătuite dintr-un fundament precambrian și o cuvertură sedimentară orizontală, groasă pînă la 5 km. Ocupă 18% din suprafața globului și au o grosime medie de 41 km.

Catene orogenice paleozoice. Au forme alungite pe mai multe mii de kilometri și lățimi de sute-mii de kilometri, sînt alcătuite din roci de tip geosinclinal (sedimentare și metamorfice), intens cutate și faliate, cu relief puțin accentuat (sînt lanțuri muntoase erodate). Sînt tectonic stabile și ocupă 8% din suprafața globului.

Catene orogenice tinere (mezozoice și cenozoice). Sînt forme alungite, de ordinul miilor de kilometri, cu dezvoltare largă a rocilor de tip geosinclinal. Au relief accentuat și sînt tectonic active. Principalele catene orogenice sînt catena cordileranâ în partea de vest a Americii de N și S și catena alpino-carpato-himalaiană. Ocupă 6% din suprafața globului.

Rifturi continentale. Sînt văi largi de 30—75 km, limitate de falii gravitaționale, lungi de sute sau mii de kilometri, aflate sub stress ten-

sional. Ca forme structurale pot fi grabene, semigrabene sau grabene complexe (grabene asociate cu horsturi). Sînt zone tectonic instabile, relativ tinere (mai noi de 30 milioane de ani), ocupînd mai puțin de 1% din suprafața globului terestru. Cel mai important rift continental actual este sistemul Est-African, lung de peste 6 500 km.

Insule vulcanice. Sînt formate prin acumularea produselor magmatice (în special de natură bazaltică). Se formează în zonele de expansiune, fie legate de dorsalele medio-oceanice (Ins. Islanda, Ins. Ascension), fie în mijlocul bazinelor oceanice (Ins. Hawaii, Insula Paștelui, etc) formate prin activitarea panașelor de manta. Sînt tectonic instabile, unele însă foarte stabile (ex. Insula Paștelui) și ocupă mai puțin de 1% din suprafața globului.

Arcuri insulare. Sînt dezvoltate deasupra zonelor de subducție și se caracterizează prin mare instabilitate tectonică, vulcanism activ și seismicitate ridicată. Sînt constituite mai ales din produse magmatice andezitice, formînd insule de dimensiuni variabile ce se asociază în ghirlande cu lungimi de ordinul miilor de kilometri (Arhipelagul Japoniei, Arhipelagul Filipinelor, etc) sau reprezintă prelungiri ale unor peninsule (ex. Ins. Kurile — prelungirea pen. Kamciatka). Ele ocupă mai puțin de 1% din suprafața globului.

Fose oceanice. Sînt structuri asociate zonelor de subducție marcînd începutul acestora (flexura plăcii care se subduce). Se caracterizează printr-o intensă activitate seismică; majoritatea au adîncimi de 5—8 km. Fosele sînt umplute cu sedimente provenite în principal din arcurile insulare sau lanțurile vulcanice de deasupra.

Reprezintă 3% din suprafața globului.

Bazine oceanice. Ocupă suprafața cea mai mare a globului terestru (41%). Sînt tectonic stabile, cu o pătură sedimentară subțire, avînd o grosime a crustei redusă (cca 7 km). Au un relief plat, pe care se dezvoltă coline abisale (50—1 000 m altitudine relativă) și munți vulcanici submarini care pot avea partea superioară retezată (guyoturi) și pe care se pot instala recifi.

Dorsale medio-oceanice. Sînt forme topografice pozitive ce se dezvoltă sub forma unor centuri liniare ce însumează peste 80 000 km, care au în zona centrală o vale de rift. Sînt tectonic foarte instabile cu o activitate magmatică bogată și cu cea mai redusă grosime a scoarței (media 5 km). Sînt tăiate de numeroase falii transformante. Ocupă circa 10% din suprafața globului.

Bazine marine marginale. Sînt elemente structurale cu crustă de tip oceanic (cca 9 km grosime) situate între un arc insular și un continent (M. Japoniei, M. Ohotk) sau între două arcuri insulare (M. Filipinelor). Sînt tipic dezvoltate în partea de vest a Pacificului, fiind legate de zonele de subducție. Se caracterizează prin structuri de tipul grabenelor și horsturilor și pot fi din punct de vedere tectonic active sau inactive. Au o extindere ce reprezintă cca 4% din suprafața globului.

Bazine marine interne. Sînt elemente structurale înconjurate complet sau aproape complet de continente (M. Caspică, M. Neagră) sau asociate cu sisteme de arcuri insulare (Golful Mexic). Tectonic sînt variate de la regiuni cu stabilitate relativă, la regiuni stabile. Cuvertura sedimentară este foarte groasă și se dezvoltă frecvent fenomenul de diapirism al depozitelor de sare sau miluri. Sînt relativ puțin extinse, nedepășind 1% din suprafața globului.

2.3.5. Evoluția crustei terestre

Crusta terestră este un înveliș dinamic care-și schimbă grosimea și compoziția în timp. Schimbările care au loc în crustă sînt rezultatul proceselor subcrustale dar și al interacțiunilor dintre plăcile crustale.

Ciclul de evoluție crustală. Dacă se iau în considerare cele două elemente principale care definesc un tip crustal, grosimea și compoziția crustei, atunci se poate stabili un ciclu de evoluție crustală pornind de la crusta nou creată. Crusta oceanică suferă procese de îngroșare datorită diverselor mecanisme, în timp ce crusta continentală poate suferi atît procese de îngroșare cît și de subțiere, toate acestea într-un ciclu care se poate repeta și care are drept consecință formarea diferitelor bazine de sedimentare a căror evoluție reflectă pulsul activității tectonice a crustei din fundament.

În diagrama grosime/compoziția crustei (fig. 2.6) sînt prezentate diferite tipuri de cruste care pot evolua unele din altele. Modelele schematice din fig. 2.7 reprezintă stadii în ceea ce poate fi definit în prezent un continuum al evoluției crustale (Green, 1977).

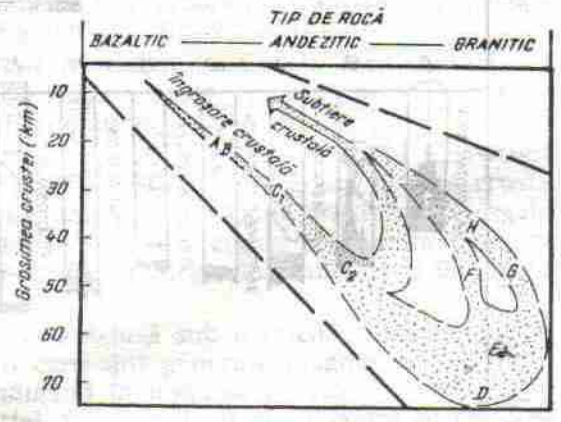


Fig. 2.6 — Ciclu de evoluție crustală.

Modele de îngroșare a crustei oceanice și formarea crustelor de tranziție (=intermediare). Crusta oceanică are o grosime tipică de 4—9 km (media 7 km), fiind creată în zonele de expansiune din dorsalele ocea-

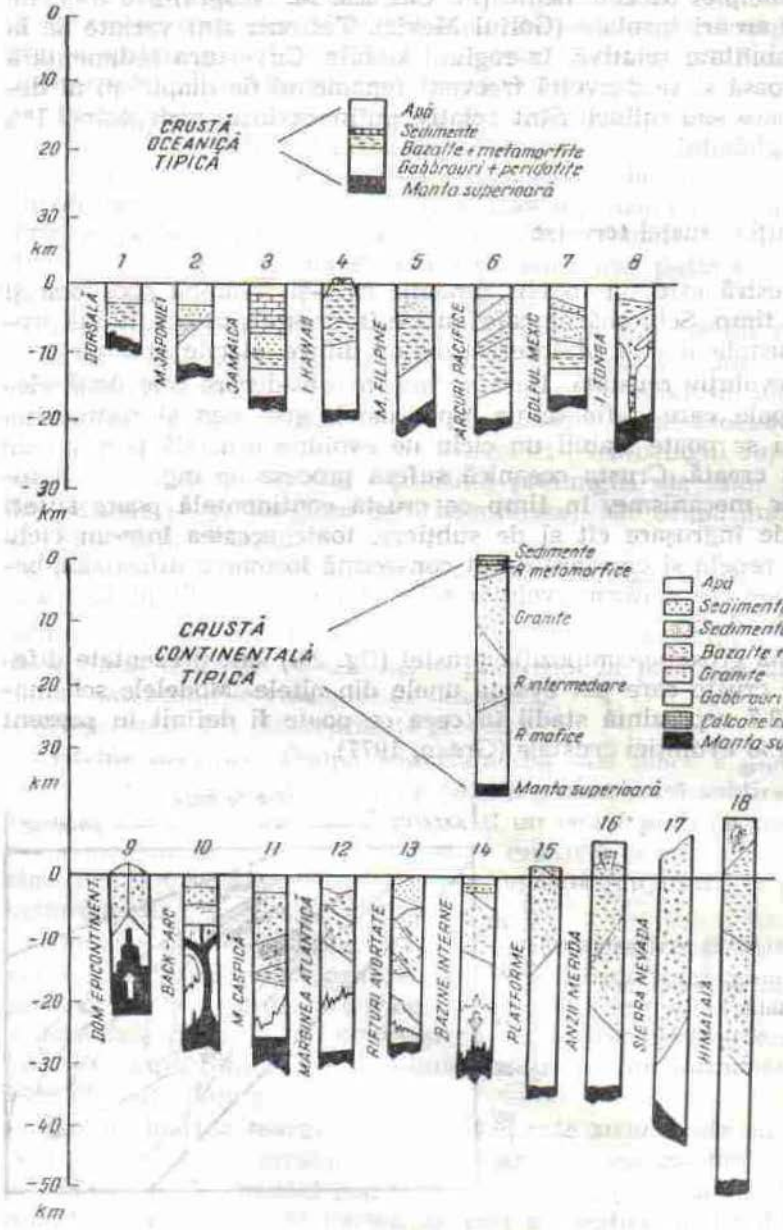


Fig. 2.7. Tipuri de cruste (după Green, 1977).

nice, sau prin panașe de manta, dar și în bazine retro-arc și poate fi îngroșată prin diverse procese.

Crusta oceanică se poate forma prin riftarea crustei continentale și generarea unei dorsale de expansiune medio-oceanice sau de-a lungul unei forfecări a marginilor continentale. Ea poate evolua la o crustă îngroșată prin următoarele procese (fig. 2.6, fig. 2.7):

1. Curgeri vulcanice pot acoperi crusta oceanică mai veche și să crească astfel grosimea, compoziția rămînînd bazică. Aceasta se poate produce prin activitatea unui panaș de manta (ca în Islanda sau Hawaii) (fig. 2.7 *A*) sau o curgere vulcanică întîmplătoare (vestul Atlanticului — platoul Azore), crusta putînd să crească pînă la 20 km (fig. 2.7). Pentru acest tip de crustă MacDonald (1972) utilizează termenul de „platillo" pentru a descrie astfel de mase vulcanice nedeformate din roci bazaltice groase care stau peste o crustă oceanică normală.

2. O placă oceanică este subdusă sub o altă placă oceanică (subducție ocean/ocean) ceea ce poate conduce la formarea unui arc vulcanic gros ca cel din M. Filipine (fig. 2.6 *B*, fig. 2.7.—*5*). Continuarea erupțiilor dă naștere unui arc insular care este inițial de compoziție bazaltică și devine apoi andezitică, cu îngroșare a crustei. Arcul este apoi mai acid și mai gros decît crusta oceanică „normală", devenind o crustă de tranziție așa cum se cunoaște în Insula Tonga din Pacificul de sud (fig. 2.7—*8*).

3. Pe crusta oceanică, în anumite zone se pot acumla construcții recifale masive formînd o crustă cu o grosime mai mare (ex. în Jamaica fig. 2.7—*3*), iar alteori se poate acumula material detritic foarte gros (ca în Golful Mexic, fig. 2.7—*7*) cu formarea unei cruste de tranziție.

4. Pe marginile în subducție cuvertura sedimentară se poate deforma și acumula sub forma unei prisme de acrețiune (cu structuri de pînze de șariaj) care îngroașe crusta, ajungînd la o crustă de tranziție (ex. marginea nord vestică a Pacificului (fig. 2.6—C_1, fig. 2.7—*6*).

Modele de îngroșare a crustei continentale. Crusta continentală, cu grosimi de 25—80 km (media 36 km), se poate îngroșa printr-o activitate orogenică, în diferite moduri și anume:

1. Dacă o margine continentală vine în coliziune cu un alt continent (coliziune continent/continent) rezultă o centură muntoasă în care crusta se îngroașă prin suprapunerea tectonică a celor două cruste continentale (fig. 2.7—*18*, 2.6—*D*). În acest fel se formează crusta continentală cu cea mai mare grosime cunoscută, de exemplu 80 km în Himalaia și 60 km în platoul Tibet.

2. Dacă o crustă oceanică este subdusă sub o crustă continentală se dezvoltă o centură muntoasă în care sînt generate magme calcoalcaline ce sînt injectate în crustă, conducînd la îngroșarea crustei continentale mai vechi (fig. 2.6—C_2). Un astfel de exemplu îl oferă lanțul Sierra Nevada din California (fig. 2.7—*17*).

3. Un tip special de coliziune continent/continent care a condus la îngroșarea crustei este cel din Anzii Meridionali din Venezuela (fig. 2.7—*16*) unde s-a dezvoltat un sistem de grabene mesozoice care a suferit

compresiune și inversiune în timpul Miocenului, formînd un lanț muntos cu crustă îngroșată.

Modele de subțiere a crustei continentale și formarea crustelor de tranziție (=intermediare). Un lanț muntos format prin coliziune continent/continent, ulterior erodat și peneplenizat, se transformă într-un complex de scut sau platformă, generînd astfel începutul fazei de subțiere a ciclului crustal (fig. 2.6—*E*). Ia naștere astfel o crustă continentală cu grosime normală, care poate fi în continuare subțiată pînă la o crustă de tranziție prin procese crustale interne și prin mișcări laterale de distensiune. Aceste procese pot fi:

1. Injecția de material mai dens în crusta superioară, care prin răcire dă naștere unei subsidențe izostatice cu subțierea crustei (fig. 2.7—*9*).

2. Transformările mineralogice de fază produc prin răcirea la adîncime convertirea gabbroului în eclogit care are drept consecință micșorarea volumului (contracție) și deci subțiere a crustei, rezultînd subsidență la suprafață. Aceleași efecte de subțiere pot fi realizate și prin procese de eroziune subcrustală și fluajul termic (fig. 2.7.—*14*).

3. Riftarea crustei continentale prin extensiune sau forfecare transversală conduce la formarea bazinelor interne continentale dacă procesul este incomplet (fig. 2.6—*J* și *G*), așa-numitele rifturi avortate (M. Nordului, fig. 2.7—*13*) sau bazine ale marginii continentale (fig. 2.6—*H*). Dacă procesul avansează se formează margini continentale pasive (tip atlantic), iar între blocuri continentale riftate se dezvoltă crustă oceanică nouă (fig. 2.7—*12*).

4. Formarea prin expansiune locală a bazinelor retro-arc (cum sînt cele din Pacificul de vest) produce deplasarea arcurilor insulare dinspre continent spre ocean, avînd ca rezultat formarea de blocuri faliate normal cu crustă subțiată (fig. 2.6.*F*; 2.7—*10*).

După procesele de subțiere crustală pot să se dezvolte o serie de procese secundare, în special de subsidență, care să conducă la formarea unor bazine foarte bine nutrite (de tip M. Neagră și M. Caspică), unde sedimentele ating 20 km (fig. 2.7—*11*).

În procesele ciclice ale evoluției crustale (fig. 2.6; fig. 2.7) se pot dezvolta multe tipuri de cruste de tranziție; legat de aceste procese are loc formarea diferitelor tipuri de bazine de sedimentare cu evoluție proprie, controlată direct de procesele din crusta inferioară.

3. STRUCTURI PRIMARE

3.1. STRUCTURI PRIMARE ALE ROCILOR SEDIMENTARE

3.1.1. Stratul ca parte elementară a stratisferei

Stratul poate fi definit ca un corp de rocă de formă plată limitat de suprafețe de stratificație, formate în timpul depunerii rocilor. În sens geometric, stratul este un corp geologic de formă tabulară, limitat de două suprafețe, mult extins pe orizontală și mai puțin pe verticală, iar în sens genetic este un volum de sedimente depuse într-un interval de timp, pe un anumit spațiu, depozitat în aceleași condiții fizice de sedimentare și transformate ulterior în rocă.

La un strat se deosebesc următoarele elemente:

- fețele stratului — suprafețele prin care un strat vine în contact cu stratul superior (fața superioară) și cu cel inferior (fața inferioară);
- talpa stratului — porțiunea mai veche din strat aflată la baza acestuia și care la limită corespunde cu fața inferioară;
- creștetul stratului — porțiunea mai nouă din strat aflată la partea superioară și care la limită corespunde cu fața superioară;
- grosimea stratului — distanța minimă dintre pat și acoperiș (măsurată între suprafețele stratului), numită în mod obișnuit grosimea normală sau interval stratigrafic.

În practica geologică adeseori se face o raportare la stratul de dedesubt și la cel de deasupra, numindu-se:

- culcușul sau patul stratului — stratul imediat inferior, iar
- acoperișul — stratul imediat superior,

care pot fi definite în sens geometric sau stratigrafic. Geometric definim acoperiș stratul care se află deasupra, în timp ce stratigrafic, acoperișul este stratul de vîrstă mai nouă cu care vine în contact și cu care poate fi într-o succesiune normală (acoperișul este mai nou și se găsește geometric deasupra) sau în succesiune inversă sau răsturnată (acoperișul care este mai nou stratigrafic se găsește geometric dedesubt).

Grosimea normală a stratelor poate fi caracterizată prin adjective care indică mărimea relativă a acestei dimensiuni. Ingram (1954) indică următoarele limite:

— strate foarte groase (=masive)	peste 1 m;
— strate groase	30 —100 cm;
— strate medii	10 — 30 cm;
— strate subțiri	3 — 10 cm;
— strate foarte subțiri	1 — 3 cm;
— lamine groase	0,3— 1 cm;
— lamine subțiri	sub 0,3 cm.

Continuitatea laterală a stratelor poate exista fie cu menținerea constantă a grosimii, fie prin variații mai lente sau mai bruște ale acesteia. Pettijohn și Potter (1964) au deosebit în cadrul succesiunilor de strate, funcție de constanța și uniformitatea grosimii, precum și de continuitatea stratelor următoarele patru categorii:

1) strate egale în grosime, uniforme lateral în grosime și continui;
2) strate inegale în grosime, uniforme lateral în grosime și continui;
3) strate inegale în grosime, variabile lateral în grosime și continui;
4) strate inegale în grosime, variabile lateral în grosime și discontinui.

Variațiile în grosime ale stratelor pot avea drept cauze efilarea (scăderea grosimii pînă la dispariția stratului) sau strangularea (micșorarea și apoi mărirea grosimii stratelor pe distanțe mici).

Funcție de modul cum se produce reducerea grosimii, efilarea poate fi *primară* (legată de procesele de sedimentare) sau *secundară* (datorită proceselor tectonice sau de eroziune).

Fig. 3.1 — Efilare primară prin depășire transgresivă (a) și prin retragere regresivă (b).

Fig. 3.3 — Indințare de facies.

Fig. 3.3 — Efilare datorită neregularităților topografice.

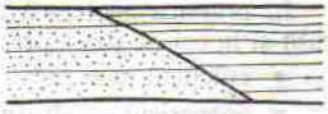


Fig. 3.4 — Variație de facies tip pană.

Efilarea primară se poate produce în mai multe moduri, stratele individuale pierzînd treptat din grosime pînă la dispariție și anume:

— datorită sistării normale a sedimentării pe marginile bazinelor de sedimentare prin depășiri transgresive sau retrageri regresive (fig. 3.1);

— datorită sedimentării în zone cu relief de eroziune (neregularități topografice) ale bazinului de sedimentare, dispoziția orizontală a stratului conducînd la efilări ale stratelor individuale (fig. 3.2);

— prin variații de facies (treceri laterale de la un tip de rocă la alt tip de rocă) care se poate realiza prin îndințare de facies (fig. 3.3) sau treceri laterale tip pană (fig. 3.4).

Grosimea stratului poate fi măsurată, mai ales în secțiuni verticale, și constituie o informație elementară a oricărui studiu litologic și stratigrafic. Grosimea stratului este raportată la intensitatea curentului care l-a depozitat, curenții mai puternici depunînd strate mai groase și cu granulometrie mai grosieră.

Există mai multe moduri de a analiza variația pe verticală a grosimii stratelor (cele mai obișnuite fiind *ritmogramele*), în scopul separării unor cicluri de sedimentare de ordin superior, necesare pentru interpretarea evoluției bazinului de sedimentare sau stabilirea unor legități de variație care să permită găsirea unor nivele de corelare în faciesuri în care nu există orizonturi reper (cum ar fi turbiditele).

Un mod de prelucrare a grosimii stratelor turbiditice prin urmărirea asociațiilor lor pe verticală este de a separa stratele în secvențe unitare, a căror grupare poate forma „unități secvențiale" (cicluri de ordinul al doilea, minore), acestea grupate în megasecvențe (cicluri de ordinul al doilea, majore) și în continuare asocierea în suite turbiditice (cicluri de primul ordin).

„Unitățile secvențiale" sînt asociații de 3—15 strate (secvențe unitare) a căror tendință poate fi pozitivă (grosimea descrește de jos în sus), negativă (grosimea crește de jos în sus) sau ciclică.

Megasecvențele sînt asociații de secvențe (cuprinzînd 25—50 strate) cu tendință pozitivă (=megasecvențe pozitive), negativă (=megasecvențe negative), fără nici o tendință (=megasecvențe monotone) sau combinații ale acestora (=megasecvențe compuse). Un astfel de exemplu îl oferă asocierea stratelor turbiditice din flișul curbicortical din bazinul Trotușului (Carpații Orientali) (Dinu, 1979) (fig. 3.5). Urmărind în continuare asocierea megasecvențelor în cadrul unui bazin de sedimentare, acestea formează suite turbiditice cu tendință pozitivă (=suite recesionale sau transgresive), reflectînd creșterea adîncimii apei în bazinul de sedimentare prin trecerea de la faciesuri mai grosiere în

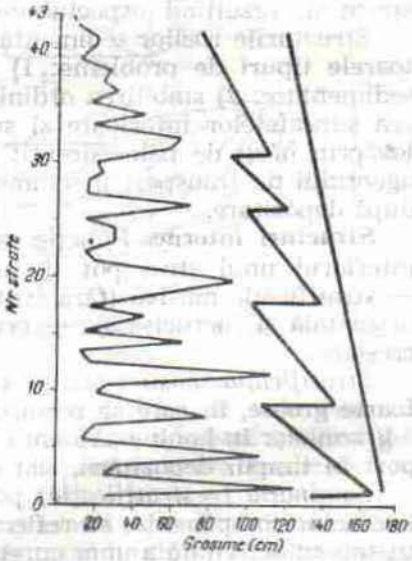


Fig. 3.5 — Tip de megasecvență pozitivă.

bază la faciesuri mai fine spre partea superioară și suite cu tendință negativă (suite progradante sau regresive), reflectînd scăderea adîncimii apei în bazinul de sedimentare, cu faciesuri mai fine în bază și grosiere la partea superioară.

3.1.2. Proprietăți structurale ale rocilor sedimentare

Rocile sedimentare se caracterizează prin proprietăți cu caracter geometric, rezultate din asocierea în diverse moduri a elementelor componente, ca răspuns la procesele dinamice de formare. Aceste proprietăți sînt descrise ca structuri și texturi sedimentare.

Textura se referă la caracterele particulelor constitutive ale rocilor și la raporturile dintre ele.

Structura privește caracterele macroscopice de ansamblu ale rocii, determinate de poziția spațială a componenților ei. Structura internă reprezintă aranjamentul global al particulelor, după mărimea lor, în interiorul unui strat, reflectînd modul de dispunere și de grupare a particulelor, și raporturile spațiale atît între particule cît și între acestea și suprafețele de strat. Structura externă reprezintă modul în care se distribuie și sînt organizate particulele clastice pe cele două suprafețe ale stratului, rezultînd aspectul reliefului suprafețelor de separație.

Structurile rocilor sedimentare pot fi utilizate pentru a rezolva următoarele tipuri de probleme: 1) determinarea agentului sau mediului de sedimentare; 2) stabilirea ordinii stratigrafice a straturilor prin determinarea suprafețelor inferioare și superioare; 3) indicarea sursei sedimentelor prin hărți de paleocurenți; 4) reconstituirea condițiilor de curgere a agentului de transport a sedimentelor; 5) stabilirea schimbărilor chimice după depozitare.

Structuri interne. Funcție de modul cum sînt asociate particulele în interiorul unui strat pot fi deosebite următoarele structuri interne: — stratificație masivă (fără structură internă); — laminație (paralelă sau orizontală și încrucișată); — granoclasare; — imbricație; — structuri de creștere.

Stratificația masivă este o structură mai rară, caracteristică stratelor foarte groase, în care se remarcă lipsa laminației sau o difuză dispoziție a granulelor în lamine. Absența laminației indică lipsa unei faze de transport în timpul depozitării, sau o depozitare rapidă din suspensii.

Laminația (=stratificația) paralelă este dată de dispoziția paralelă a laminelor componente; ea reflectă un mediu de sedimentare relativ liniștit sau cu activitate a unor curenți foarte slabi.

Laminația (=stratificația) încrucișată (cross-bedding) este dată de lamine oblice, paralele între ele, denumite plane frontale de stratificație (foreset bedding), înclinate la un unghi oarecare, cuprinse între plane orizontale, numite plane de bază (bottom set) și plane de vîrf (top set). Un singur grup de lamine oblice limitat de plane de stratificație se numește *set;* un grup de seturi similare neseparate prin discontinuități majore se numește *coset*. Clasificarea stratificației încrucișate se face funcție de scara

setului, forma și poziția stratelor încrucișate, forma și natura suprafețelor de limitare inferioară și superioară a setului.

Se deosebesc următoarele tipuri de laminație încrucișată:

— laminație oblică tabulară (fig. 3.6*a*);
— laminație oblică în formă de pană (fig. 3.6*b*);
— laminație oblică concoidă (fig. 3.6*c*).

O clasificare mai elaborată utilizează Anastasiu și Jipa (1983), care folosesc termenii de *laminație oblică* pentru structuri la scară mică și mare și de *stratificație oblică* pentru structuri la scară foarte mare.

• Laminația oblică cuprinde următoarele forme:

a) Forme de relief pozitiv — produse de ondulații depoziționale:

— ondulații depoziționale la scară mică:
  — ondulații de curent
  — ondulații eoliene
  — ondulații datorită oscilațiilor
— megaondulații depoziționale:
  — valuri de nisip
  — dune hidraulice
— antidune
— berme de plajă

b) Forme de colmatare — umplerea reliefului negativ:

— laminație oblică de colmatare

• Stratificația oblică cuprinde următoarele forme:

a) Forme de relief pozitiv:
— corpuri tabulare (de progradare)
— ondulații depoziționale gigantice

b) Forme de colmatare.

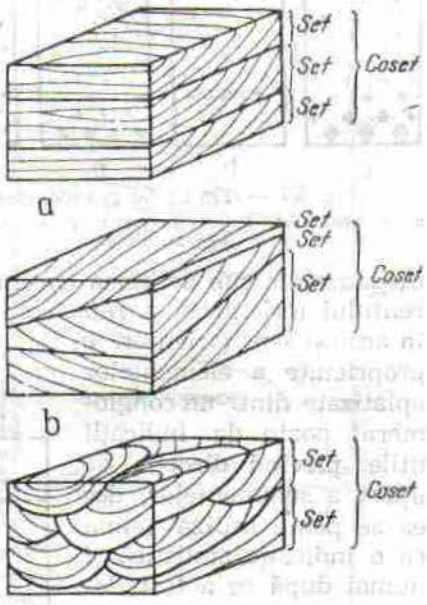


Fig. 3.6 — Tipuri de laminații oblice: *a* — tabulară; *b* — pană; *c* — concoidă.

În cadrul tuturor acestor tipuri se întîlnesc corpuri de sedimente cu structură internă specifică, recunoașterea lor fiind necesară pentru delimitarea corectă a stratelor și identificarea poziției reale (normale sau răsturnate) a acestora.

Granoclasarea (stratificația ritmică sau gradată) reprezintă diferențierea pe verticală a granulelor componente ale unei unități de sedimentare după dimensiunea lor. Funcție de sensul variației dimensionale se definește *granoclasare normală* (reducerea dimensiunilor particulelor de la baza unității de sedimentare spre partea sa superioară — cazul cel mai frecvent), *granoclasare inversă* (particule mai fine în bază și din ce în ce mai grosiere spre partea superioară), *granoclasare simetrică* (secvențe particule grosiere — particule fine — particule grosiere) și *granoclasare multiplă* (repetarea mai multor nivele granoclasate de obicei normal în

cadrul aceluiași strat) (fig. 3.7). Stabilirea corectă a tipului de granoclasare permite determinarea poziției normale sau răsturnate a unei succesiuni de strate într-un afloriment.

Un tip special de granoclasare, utilizabil și pentru determinarea poziției normale sau inverse a stratelor îl reprezintă modelul structural al unui strat turbiditic (secvența lui Bouma), în cadrul căruia pot fi identificate mai multe intervale, rezultînd o secvență completă (fig. 3.8) sau diverse secvențe trunchiate (din care lipsesc unele intervale inferioare sau superioare).

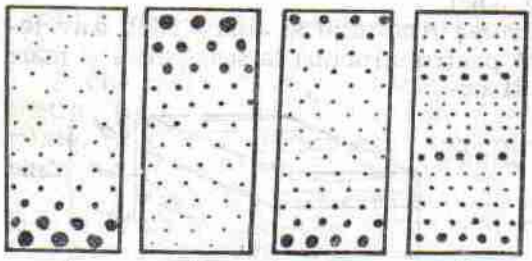


Fig. 3.7 — Tipuri de granoclasare:
a — normală; *b* — inversă; *c* — simetrică; *d* — multiplă.

Imbricația este o structură ce rezultă prin dispunerea oblică a galeților față de patul curgerii sub acțiunea curentului. Galeții aplatizați, care se dispun oblic sub acțiunea curentului, înclină în sens contra direcției curentului (orientare în raport cu axele *a* lungi ale galeților) sau înclină în același sens (orientare în raport cu axele *c* scurte ale galeților). Această proprietate a elementelor aplatizate dintr-un conglomerat poate da indicații utile privind direcția de aport a sedimentelor, dar ea se poate utiliza numai ca o indicație statistică și numai după ce a fost *determinat cu multă grijă* modul de dispunere a galeților în raport cu agentul de transport.

Structuri interne formate prin acțiunea gravitației. În mediile de sedimentare cu adîncime mare multe din sedimente se deplasează prin transport de masă, sub acțiunea gravitației. Acest proces are loc intermitent și catastrofic, prin deplasarea rapidă în josul pantei a unei mase mari de sedimente.

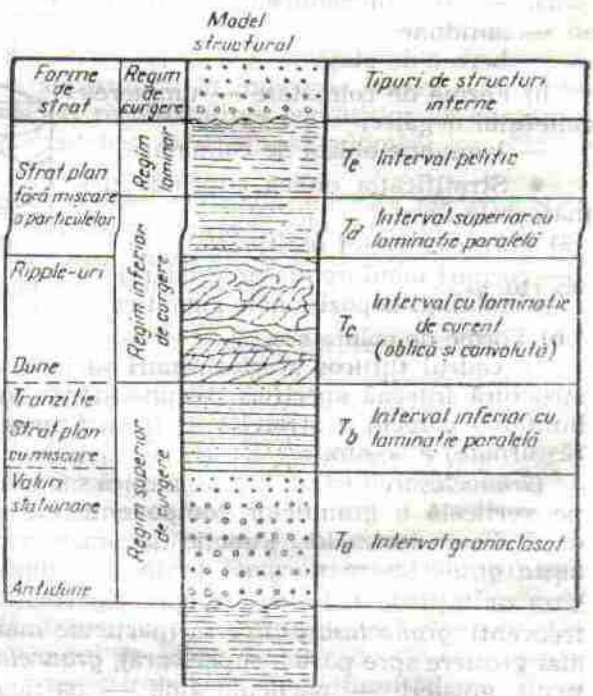


Fig. 3.8 — Model de strat turbiditic.

Transportul de masă prin gravitație este raportat de obicei la procesul de resedimentare. Procesele variate de transport prin gravitație au fost clasificate pe baza dezagregării interne a masei de sedimente în mișcare și anume (fig. 3.9.):

— căderi de roci *(rock fall)*, în care fragmente de roci de mari dimensiuni, litificate, se mișcă prin cădere liberă, depozitele formate dînd grohotișuri (subaeriene) sau olistolite (subacvatice);

— depozite de alunecare (*slide* și *slump*), în care o masă de sedimente semiconsolidate se mișcă de-a lungul unui plan bazal de cedare (forfecare), menținîndu-se într-o oarecare măsură stratificația internă. În accepția mai recentă, termenii de „sliding" și „slumping" sînt aproape sinonimi, cu toate că procesul de „sliding" cuprinde deplasări laterale ale masei de sedimente, iar cel de „slumping" cuprinde și deformații interne și mișcări de rotație ale fragmentelor de roci sau ale pachetelor de strate;

— curgeri gravitaționale de sedimente (*sediment gravity flow=mass flow*), un termen general utilizat pentru curgerea unui amestec de sedimente și fluid în care coerența stratificației este distrusă. Sînt definite patru tipuri de curgeri gravitaționale de sedimente, funcție de mecanismul suportului granulelor: curgeri de fragmente *(debris flow)* în care elementele clastice sînt suportate de matrice; curgere de sedimente fluidizate *(fluidized sediment flow)* în care deplasarea sedimentelor se face prin scăparea fluidelor din pori; curgere granulară *(grain flow)* — interacțiune granul la granul; curgere de turbiditate *(turbidity flow)* prin turbulență fluidă.

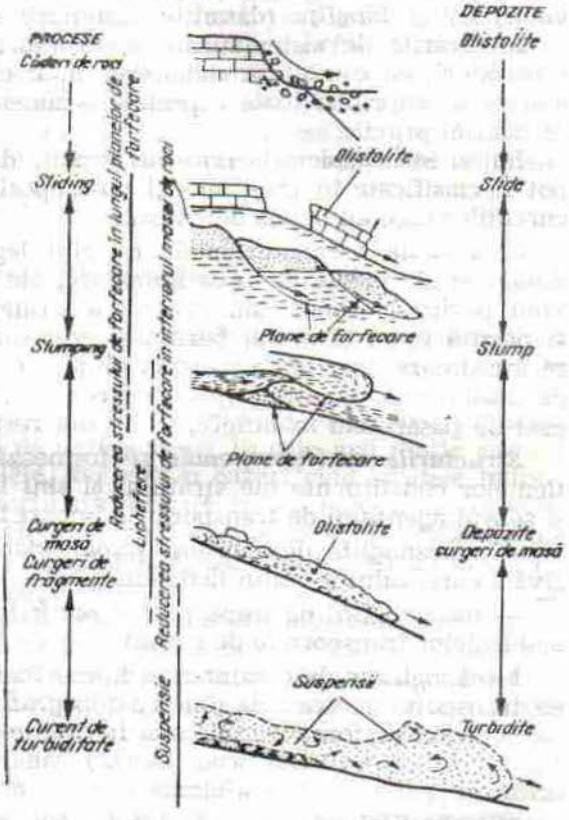


Fig. 3.9 — Procese de transport de masă prin gravitație și tipuri de depozite formate (după Reading, 1978).

Toate aceste moduri de transport dau naștere la sedimente cu structuri interne tipice, care pot fi recunoscute în sedimentele vechi. Cunoașterea acestor structuri și descrierea lor corectă este extrem de impor-

tantă pentru descifrarea structurilor geologice, pentru a nu fi interpretate ca fenomene generate de mișcările tectonice care produc cute și fracturi.

Structuri externe. Pe suprafețele de strat, la partea inferioară sau superioară, se formează, în anumite condiții, protuberanțe sau adînciturl de diferite mărimi și forme, cunoscute sub numele generic de „hieroglife", putînd fi *mecanoglife* (datorate acțiunii mecanice a curenților sau valurilor) și *bioglife* (datorate activității diferitelor viețuitoare).

Încercările de sistematizare a structurilor externe, datorate multor cercetători, au condus la elaborarea unor clasificări complicate, care urmăresc să cuprindă toate aspectele sedimentologice, dar sînt foarte greu de utilizat practic.

Luînd în considerație criteriul genetic de formare, structurile externe pot fi clasificate în pre-, sin- și postdepoziționale, în raport cu acțiunea curenților care au depus detritusul.

Structurile predepoziționale nu sînt legate direct de caracteristicile dinamice ale mediului de sedimentare; ele pot oferi însă informații privind poziția normală sau inversă a stratelor, paleoecologia, paleoclima și poziția liniei țărmului bazinului de sedimentare. În această categorie se încadrează urmele de picături de ploaie, crăpăturile de uscare, urmele de disoluție și bioglifele (piste de reptație, suprafețe perforate, urme de pași de păsări sau mamifere, urme sau resturi vegetale, fucoide etc.).

Structurile sindepoziționale se formează în timpul sedimentării particulelor constituente ale stratului și sînt legate de intensitatea, direcția și sensul agentului de transport. Se împart în două categorii:

— mecanoglife de eroziune *(scour marks)*, produse de acțiunea erozivă a curentului în mîlul lichefiat;

— mecanoglife de impact *(tool marks)*, generate de acțiunea erozivă a obiectelor transportate de curent.

Mecanoglifele de eroziune au forme foarte variate, funcție de direcția de transport, natura relațiilor cu topografia bazinului de sedimentare și mecanismul de formare, cele mai frecvente fiind: lingviforme *(flute casts)*, transversale *(transverse scour marks)*, canaliforme *(channel marks)*, meandriforme *(rill marks)*, semilunare *(current crescent)*.

Mecanoglifele de impact sînt și ele variate: continui de dragare *(groove casts)* sau de brăzdare *(chevron casts)* și discontinui de ciocnire *(prod casts)*, de ricoșare *(bounce casts)*, de periere *(brush casts)*, de saltație *(skip marks)*, de rostogolire *(roll marks)*.

Toate aceste tipuri de mecanoglife le găsim sub formă de mulaje pe partea inferioară a stratelor de gresii sau calcarenite, indicînd poziția normală (dacă sînt geometric la partea inferioară) sau inversă (dacă sînt geometric la partea superioară).

Tot în categoria structurilor sindepoziționale sînt și urmele de valuri *(ripple marks)*, clasificate în funcție de forța, sensul și poziția valurilor în momentul depunerii nisipurilor. Urmele de valuri au creste ascuțite separate prin „sinclinale" largi, fiind caracteristice suprafețelor superioare

ale stratelor de gresii; ele indică totodată adîncimea mică de acumulare a sedimentelor.

Structurile postdepoziționale se formează ulterior depunerii materialului detritic, fiind structuri de deformare prin afundarea sedimentului nisipos sau calcarenitic în mîlul subjacent, prin acțiunea combinată a curentului și gravitației. Au diferite forme, cele mai obișnuite fiind lobate și circumvolute. Sînt definite după numele tipurilor de mecanoglife deformate (diferite tipuri de *load casts*-uri sau dau forme caracteristice indicînd direcția de curgere a nisipului *(frondescent casts)*.

Structurile externe, împreună cu cele interne, sînt deosebit de utile pentru determinări ale poziției reale (normale sau răsturnate) a stratelor, dînd totodată indicații asupra mediului de sedimentare (tip de bazin, adîncime, poziția liniei țărmului, direcția și sursa de aport ale sedimentelor, etc.).

3.1.3. Raporturi de concordanță și discordanță a stratelor

Între strate sau pachete de strate depuse într-un bazin de sedimentare și pe care le găsim în prezent pe teren, în aflorimente, există relații de concordanță sau de discordanță.

- Dispoziția concordantă a stratelor presupune depunerea stratelor în succesiune, fără întreruperi de sedimentare. În cele mai multe situații stratele concordante sînt paralele, dar sînt și cazuri cînd stratele individuale pot avea unghiuri de înclinare diferită într-o succesiune concordantă. Acest caz se întîlnește frecvent cînd sînt prezente stratificația încrucișată la scară mare, stratificația deltaică, sedimentare cu un unghi de înclinare primară pe o pantă topografică etc.
- Dispoziția discordantă a stratelor presupune existența unei suprafețe de nedepozitare sau eroziune între strate sau pachete de strate, astfel încît acestea nu se mai află în continuitate de sedimentare. Intervalul de timp, corespunzător pachetului de roci care lipsește dintr-o succesiune de strate și care este reprezentat prin discordanță se numește *lacună stratigrafică* sau *hiatus*.

Lacuna se poate determina dacă se cunoaște vîrsta geologică a formațiunilor de deasupra și de sub discordanță. Există două componente ale lacunei: lacuna de sedimentare și lacuna de eroziune. *Lacuna de sedimentare* reprezintă intervalul de timp în care nu a avut loc sedimentarea rocilor. *Lacuna de eroziune* este intervalul de timp corespunzător pachetului de roci îndepărtat prin eroziune în timpul cît nu s-au depus strate.

Excepție făcînd întreruperile de sedimentare în regim subacvatic, individualizarea unei lacune stratigrafice și deci a unei *discordanțe*, presupune următoarea succesiune de etape: a) depunerea unor formațiuni geologice urmată de o fază de ridicare (mișcări verticale pozitive sau mișcări tangențiale de compresiune însoțite de ridicare) ce duce la retragerea apelor și la exondarea (emersiunea) regiunii pe un interval de timp ce corespunde cu lacuna de sedimentare; b) intervenția eroziunii care îndepărtează un pachet de strate ce corespunde cu lacuna de eroziune;

c) coborîrea regiunii ce duce la avansarea transgresivă a mării cu sedimentele ei sau la o acoperire regresivă cu depozite continentale. Diferența de vîrstă dintre formațiunile de deasupra și dedesubtul discordanței constituie lacuna stratigrafică (hiatusul). În cazul unor mișcări oscilatorii de repetare a cuplului exondare-imersiune se pot individualiza mai multe discordanțe într-o anumită regiune.

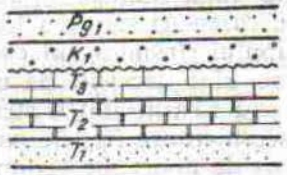


Fig. 3.10 — Discordanță simplă (=paralelă).

În unele lucrări, discordanțele sînt împărțite în stratigrafice (=primare) formate în procesele de sedimentare, și tectonice (=false sau secundare) legate de procesele mecanice de deformare a rocilor. În general, însă prin discordanțe se înțeleg numai cele stratigrafice, care pot fi: simple, unghiulare, geografice, locale și criptodiscordanțe (sau discordanțe voalate) (Dumitrescu, 1962).

Discordanța simplă (=discordanță paralelă sau falsă concordanță), presupune ca formațiunile de deasupra și de sub discordanță să fie paralele (fig. 3.10). Este caracteristică regiunilor relativ stabile (platforme), fiind produsă numai de mișcări tectonice verticale de ridicare și coborîre ce s-au succedat în timp.

Discordanța unghiulară corespunde unei suprafețe de contact a două strate cu înclinări diferite și uneori chiar cu direcții diferite. Formarea unei asemenea discordanțe a avut loc astfel: s-a depus o succesiune de formațiuni geologice mai vechi ce au fost cutate și ridicate deasupra nivelului mării; regiunea a fost emersă un interval de timp, apoi a suferit mișcări verticale de coborîre fiind depuse depozitele de deasupra discordanței ca strate orizontale peste stratele cutate subjacente. Suprafața de discordanță este aproximativ paralelă cu stratele de deasupra ei, afară de cazul cînd acestea au acoperit un relief îngropat.

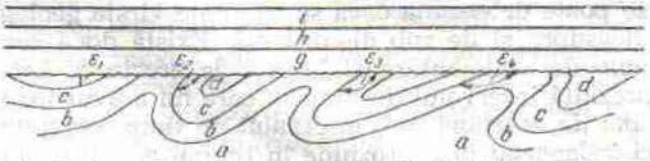


Fig. 3.11 — Discordanță unghiulară. Variația unghiului de discordanță (ε) în diverse porțiuni ale unei structuri cutate. Lacuna stratigrafică este corespunzătoare intervalului de timp *e—f*.

Unghiul de discordanță, este unghiul dintre stratele de deasupra și cele de sub discordanță, și el poate avea valori între 0° și 180° (fig.3.11). Uneori nu sînt numai diferențe între unghiurile de înclinare ale stratelor de deasupra și de sub suprafața de discordanță ci și diferența între

direcțiile stratelor, ele marcînd în plan discordanța azimutală, exprimată prin unghiul de discordanță azimutală (diferența între orientările direcțiilor celor două pachete de strate).

Discordanțele unghiulare sînt produse în principal de mișcările tectonice de compresiune dintr-o regiune și sînt importante pentru a data momentul acțiunii acestor mișcări. Datarea este mai precisă sau mai

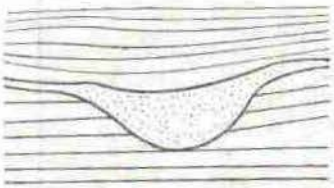


Fig. 3.12 — Discordanță locală: canal de eroziune umplut cu nisipuri într-o succesiune argiloasă.

Fig. 3.13 — Discordanță voalată.

aproximativă, funcție de mărimea intervalului de timp corespunzător lacunei stratigrafice, mișcările tectonice producîndu-se după depunerea celui mai nou strat de sub discordanță și înaintea depunerii celui mai vechi strat de deasupra discordanței. În fig. 3.11 mișcările tectonice au acționat după depunerea stratului *d* și înaintea depunerii stratului *g* (deci în intervalul *e—f*).

Discordanța geografică este o discordanță unghiulară cu unghi azimutal mai mic de 1°. Este caracteristică depozitelor din regiunile de platformă.

Discordanța locală se dezvoltă pe zone reduse iar lacuna (intervalul de eroziune) aferentă este mică, fiind formată din cauza unor condiții particulare de sedimentare. Este caracteristică depunerilor de sedimente pe traseele unor rîuri, canioane submarine, văi submarine, canale de distribuție etc. (fig. 3.12); existența acestora este relativ scurtă în timp, ele fiind umplute ulterior cu sedimente mai groasiere în raport cu rocile din jur.

Discordanța voalată sau *criptodiscordanța* se caracterizează prin faptul că este greu de observat suprafața de eroziune, avînd loc o trecere gradată între rocile de sub și de deasupra discordanței. Au fost descrise astfel de discordanțe pe granite, care din cauza modului lor de alterare formează un depozit detritic de tranziție spre sedimentele de deasupra (fig. 3.13).

3.1.4. Tipuri de discordanțe în stratigrafia seismică

Stratigrafia seismică este un domeniu relativ nou de studiu, reprezentînd o aproximare geologică a interpretării stratigrafice a datelor seismice. Conceptele stratigrafiei seismice sînt sintetizate în lucrarea lui Vail

et al. (1977). Ca element de bază se utilizează secvența de depozitare formată într-un *sechron* (*se* — secvență; *chron* — timp) adică intervalul total de timp geologic în care s-a depus o secvență.

Secvența de depozitare este o unitate stratigrafică compusă dintr-o succesiune relativ conformă de strate legate genetic și limitate la partea

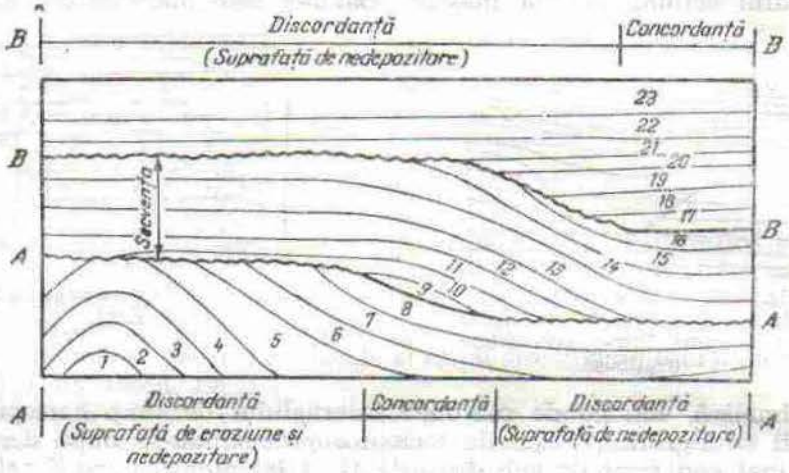


Fig. 3.14 — Secvențe de depozitare separate prin suprafețe de concordanță și discordanță.

lor superioară și inferioară prin suprafețe de concordanță sau discordanță (fig. 3.14).

Stabilirea secvențelor de depozitare și a tipului de limite dintre ele reprezintă primul obiectiv al stratigrafiei seismice, metoda fiind larg utilizată în zonele unde observația directă este practic imposibilă și unde nu există deformări tectonice ale stratelor, astfel încît modul de sedimentare inițial al formațiunilor geologice este conservat. Zonele investigate în acest mod sînt mai ales șelfurile mărilor și oceanelor, dar și alte domenii ale oceanelor, precum și regiunile de platforme de pe continente.

Discordanțele dintre secvențele de depozitare sînt de mai multe tipuri, stabilirea unui tip avînd la bază modul cum stratele individuale se termină pe limita de discordanță sau pe o limită structurală. O asemenea terminație laterală a unui strat pe limita sa originară de depozitare se numește *lapout*, iar terminația laterală a unui strat ca urmare a reducerii (prin eroziune sau tectonic) extinderii sale inițiale se numește *trunchiere*.

Au fost stabilite următoarele tipuri de discordanțe (fig. 3.15):

1. Discordanță la bază (=baselap), reprezentînd un lapout pe limita inferioară a unei secvențe de depozitare și poate fi de două feluri:

— o n l a p , cînd stratele inițiale sînt orizontale și se termină pe o suprafață înclinată sau stratele au o înclinare primară și se termină lateral pe o suprafață cu înclinare mai mare (fig. 3.15*a*);

— d o w n l a p, atunci cînd stratele sînt înclinate inițial (primar) și se termină în jos pe înclinare pe o suprafață orizontală sau cu o înclinare mai mică decît a stratelor (fig. 3.15*b*).

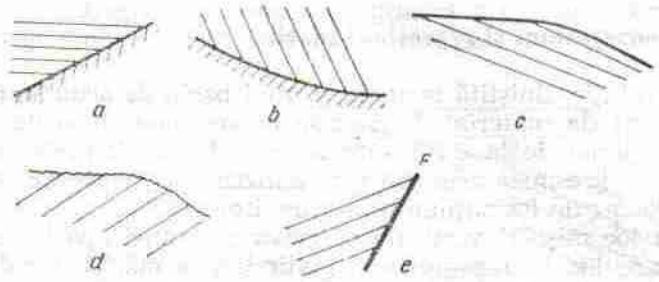


Fig. 3.15 — Tipuri de discordanțe în stratigrafia seismică:
a — onlap; *b* — downlap; *c* — discordanță la creștet (toplap); *d* — trunchiere de eroziune; *e* — trunchiere structurală.

2. Discordanța la creștet (=toplap) este un lapout la limita superioară a unei secvențe de depozitare. Terminațiile laterale ale stratelor în sus pe înclinare se subțiază treptat apropiindu-se asimptotic de limita superioară (fig. 3.15*c*).

3. Trunchierea de eroziune este o terminație laterală a stratului prin eroziune (fig. 3.15*d*). Se dezvoltă de obicei la limita superioară a unei secvențe de depozitare sau se poate extinde pe o suprafață mai largă limitată de un canal.

4. Trunchierea structurală este o terminație laterală a unui strat prin întrerupere structurală, care poate fi: faliere, diapirism, intruziune magmatică, alunecare gravitațională (fig. 3.15*e*).

Discordanțele la bază, onlap și downlap, sînt în cele mai multe cazuri lacune de sedimentare (nedepoziționale) și numai rar de eroziune submarină, în timp ce discordanțele de creștet (toplap) evidențiază o lacună de eroziune.

Discordanțele pot fi mai precis delimitate dacă se are în vedere zona de sedimentare unde se produc, unele putînd reprezenta limite regionale care marchează începutul și sfîrșitul lateral al depozitării unui strat. Se definesc astfel:

- onlap proximal — un onlap în direcția sursei de aport a sedimentelor;
- onlap distal — un onlap în depărtare de sursa de aport a sedimentelor;
- downlap proximal — spre sursa de aport a sedimentelor;
- downlap distal — downlap spre direcția de transport a sedimentelor.

În zona de coastă, se definesc discordanțe complexe:

- onlap de coastă (coastal onlap) — un onlap progresiv spre uscat într-o secvență de depozitare marină ce se formează în timpul ridicării nivelului mării;

• toplap de coastă (coastal toplap) — un toplap progresiv spre uscat din depozite litorale într-o secvență marină formată în timpul staționării mării.

3.1.5. Transgresiuni și regresiuni marine

Într-o evoluție, liniștită tectonic, a unui bazin de sedimentare și la un aport constant de material detritic se acumulează depozite care se separă gravitațional de la țărm spre zone mai adînci: pietrișuri, nisipuri, argile, mîluri; grosimea acestora este aproximativ constantă rezultînd pe verticală coloane de formațiuni uniforme litologic.

Dacă au loc mișcări verticale de coborîre atunci apa invadează uscatul, adică are loc o transgresiune (extindere a mării), iar dacă se produce o mișcare de ridicare, apa se retrage avînd loc o regresiune (extindere a uscatului).

Într-o serie transgresivă termenii stratigrafici mai noi depășesc pe cei mai vechi, transgresiunea făcîndu-se de obicei progresiv (prin ridicarea treptată a nivelului apei), ceea ce are ca efect depunerea unor sedimente într-o succesiune de faciesuri diferite și de adîncime din ce în ce mai mare. La o serie transgresivă, coloana stratigrafică este alcătuită din următoarea succesiune: conglomerate (în bază), nisipuri, argile și calcare.

Dacă urmărim etapele de dezvoltare a unei transgresiuni (fig. 3.16), care se manifestă prin ridicarea continuă a nivelului mării, se deosebesc

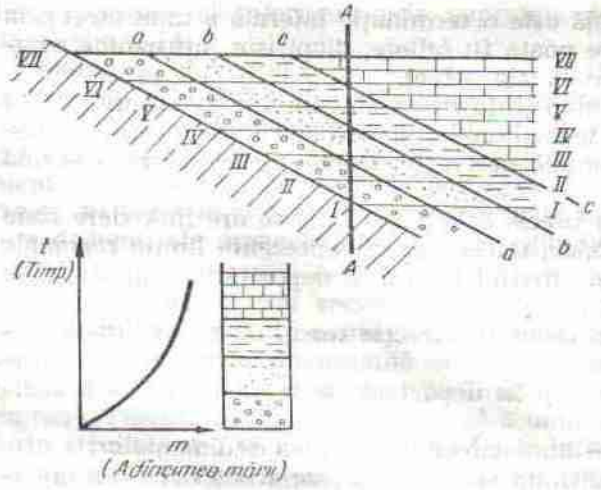


Fig. 3.16 — Transgresiune marină (după Dumitrescu, 1962).

linii de timp (paralele cu nivelul mării) și *linii de facies* (paralele cu fundul bazinului de sedimentare). Din modul de dispunere a rocilor în raport cu avansarea apelor peste continent rezultă pe verticală o coloană transgresivă care arată faciesuri de adîncime din ce în ce mai mare spre partea ei superioară.

Evoluția liniilor de timp ca și a celor de facies determină procesul de migrație a faciesurilor, adică deplasarea unui anumit tip litologic atît în spațiu cît și în timp. La o transgresiune progresivă, un anumit facies este de vîrstă din ce în ce mai nouă pe direcția de transgredare a apei.

La o serie regresivă, coloana stratigrafică are o succesiune inversă față de transgresiune și anume: calcare (în bază), argile, gresii, conglo-

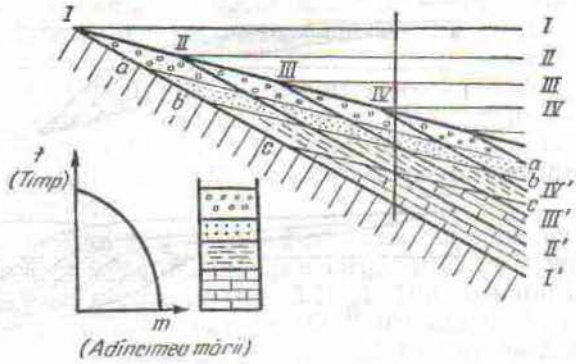


Fig. 3.17 — Regresiune marină (după Dumitrescu, 1962).

merate. Extinderea termenilor superiori este mai mică decît a termenilor inferiori, reflectînd o ridicare a fundamentului în zona de sedimentare sau o scădere continuă a nivelului mării.

O regresiune marină, manifestată prin coborîrea progresivă a nivelului mării (fig. 3.17), conduce la depunerea unei succesiuni de depozite în a căror coloană stratigrafică se deosebesc linii de timp (aproape paralele cu fundul bazinului de sedimentare) și linii de facies (aproape paralele cu nivelul mării), realizîndu-se și în acest caz o migrație a faciesurilor. O coloană regresivă arată că pe aceeași verticală se dispun faciesuri de adîncime din ce în ce mai mică. La o serie regresivă rocile sînt din ce în ce mai noi pe direcția retragerii apelor. În general, seriile regresive se dispun cu o înclinare primară, uneori accentuată; aceste serii se păstrează mai rar, ele fiind erodate aproape concomitent cu producerea regresiunii.

Prin urmare, termenii de transgresiune și regresiune se referă la extinderea sau restrîngerea bazinului de sedimentare și la ridicarea sau coborîrea nivelului mării, oglindite în schimbările de faciesuri. În urma unei transgresiuni ar trebui să rezulte o coloană stratigrafică care să reflecte o depășire a termenilor stratigrafici mai vechi de către cei mai noi, arătînd o extindere a spațiului sedimentar, iar o regresiune să reflecte o situație inversă.

Întrucît nu în toate cazurile se realizează astfel de relații în coloana stratigrafică, s-a propus utilizarea unor termeni mai expliciți (Belousov, 1954; Stille, 1953) și anume:

— extindere transgresivă, pentru situațiile în care coloana stratigrafică arată o transgresiune cu extinderea ariei de sedimentare;

— reducere regresivă, pentru cazurile cînd în coloana stratigrafică se constată o regresiune cu o reducere a arealului de sedimentare;

— extindere regresivă, cînd coloana este regresivă și are loc o extindere a suprafeței de sedimentare;

— reducere (retragere) transgresivă, cînd coloana stratigrafică indică o transgresiune iar spațiul sedimentar se reduce.

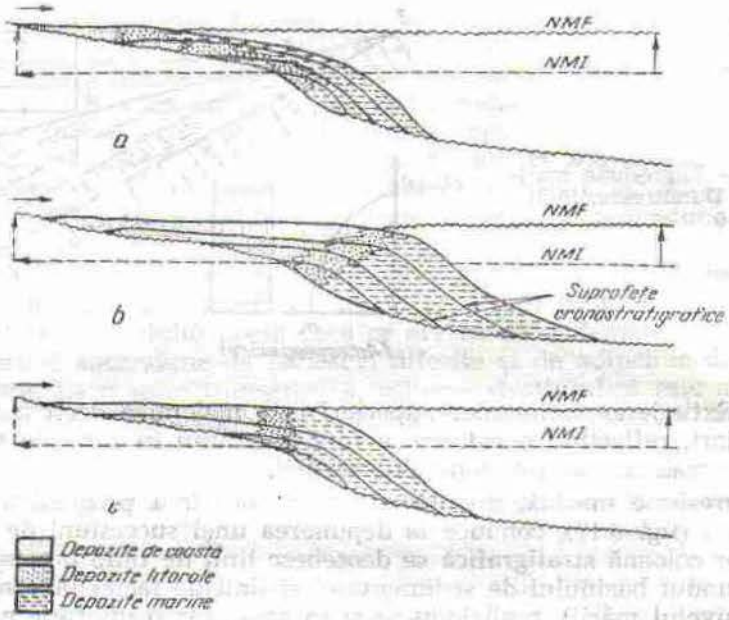


Fig. 3.18 — Procese de sedimentare posibile la ridicarea nivelului mării:

a — extindere transgresivă; *b* — extindere regresivă; *c* — dezvoltarea aceleiași formațiuni pe verticală.

În această idee, termenii de transgresiune și regresiune ar trebui utilizați numai pentru mișcările mării, iar cei de extindere și reducere pentru ariile de sedimentare.

Sînt numeroși factori care determină producerea unor succesiuni cu caracter transgresiv sau regresiv. Dacă luăm în considerare aportul de material într-un bazin de sedimentare, pe un fond de ridicare continuă a nivelului mării (deci în timpul unei transgresiuni), se pot distinge trei situații (fig. 3.18):

— afluxul de material terigen este scăzut, dar constant în timp (fig. 3.18 a) iar depunerea lui se face astfel încît se realizează o extindere transgresivă;

— afluxul de material terigen este mare, din ce în ce mai mare în timp, concomitent cu ridicarea nivelului mării, situație în care, deși termenii se depășesc spre țărm, rezultă o coloană stratigrafică regre-

sivă, întrucît avansează și spre larg (fig. 3.18 *b*). Are loc astfel o extindere regresivă, spațiul sedimentar se lărgește prin avansarea mării (transgresiune) rezultînd însă o coloană regresivă;

— afluxul de material terigen contrabalansează ridicarea nivelului mării prin creșterea lui treptată, astfel încît se produce depășirea termenilor inferiori spre țărm, dar faciesurile au exact aceeași extindere spre larg (fig. 3.18 *c*). Va rezulta o coloană stratigrafică formată din același tip litologic, dar diferită de la o zonă la alta, cu faciesuri din ce în ce mai fine spre larg.

Pînă acum am analizat situațiile legate de evoluția sedimentării la marginea unui bazin de sedimentare. Dacă luăm însă în considerație raporturile dintre termenii stratigrafici priviți în relațiile lor spre largul bazinului de sedimentare, atunci se definesc procese de *progradare* sau *regradare* a formațiunilor geologice.

O *succesiune progradată* de formațiuni geologice presupune ca termenii superiori să-i depășească pe cei inferiori spre larg, astfel încît vor rezulta depozite care se îngroașe progresiv (fig. 3.19 *a*). Din distribuția faciesurilor în cadrul fiecărui termen stratigrafic (faciesuri din ce în ce mai fine spre larg) vor rezulta depozite cu termeni mai fini în bază și din ce în ce mai grosieri spre partea superioară, asemănătoare coloanelor litologice regresive.

O *succesiune regradată* (= r e c e s i o n a l ă) presupune ca termenii stratigrafici superiori să aibă o extindere din ce în ce mai mică spre larg în raport cu cei vechi. Această situație arată scăderea aportului de material terigen în timp, și scăderea energiei agentului de transport, rezultînd o coloană stratigrafică cu termeni mai grosieri în bază și din ce în ce mai fini spre partea superioară, asemănătoare coloanelor transgresive (fig. 3.19 *b*).

Determinarea caracterului progradant sau recesional al unei succesiuni stratigrafice dintr-o zonă cu depozite marine de mare adîncime (ex. bazinele de fliș) arată tendința în timp a evoluției bazinului de sedimen-

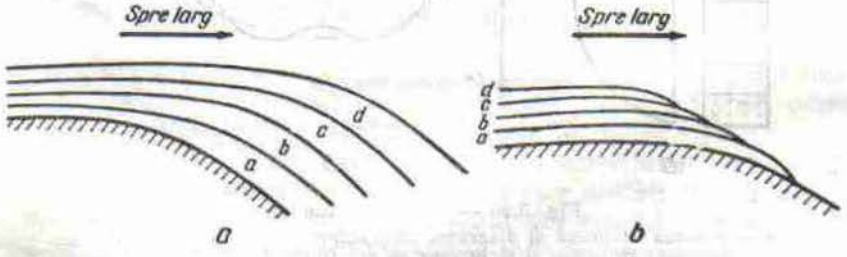


Fig. 3.19 — Dezvoltarea succesiunilor progradate (*a*) și regradate (*b*).

tare în raport cu sensul mișcărilor tectonice verticale (de ridicare sau coborîre) și cu afluxul de material detritic.

Dacă facem astfel de analize, într-o succesiune de formațiuni de fliș pot fi identificate suite progradante cu următoarea ordine pe verticală:

hemipelagite (în bază) → turbidite distale → turbidite normale → turbidite proximale → fluxoturbidite și conglomerate (paramolasă); de asemenea pot fi identificate suite recesionale cu fluxoturbidite și conglomerate în bază, ajungînd în ordine inversă la hemipelagite.

Uneori apar succesiuni complete formate dintr-o suită progradantă urmată de una recesională. Astfel de suite au fost descrise în flișul cretacic din bazinul Trotușului, de Dinu (1979), dar ele pot fi recunoscute în toate unitățile structurale ale Carpaților sau ale altor lanțuri muntoase constituite din depozite de fliș.

3.1.6. Ciclu sedimentar sau etaj structural

Un *ciclu sedimentar* sau *etaj structural* reprezintă un pachet de roci cuprins între două discordanțe, care începe cu o transgresiune și se termină cu o regresiune. Rezultă din combinarea unei coloane transgresivă urmată de una regresivă, reflectînd o creștere a adîncimii apei în timpul sedimentării, urmată de o micșorare a acestei adîncimi (fig. 3.20 *a*). De obicei aceste cicluri sînt pe scară mică și nu prezintă discordanțe în succesiunea formațiunilor geologice. În realitate situațiile din teren sînt mai complexe, fiind recunoscute cicluri secundare (la scară mai mică) ce se pot asocia în cicluri principale (majore), la scară regională (fig. 3.20 *b*). Un ciclu secundar apare datorită deplasărilor alternative ale liniei țărmului, cînd transgresiv cînd regresiv, în cadrul unui proces major transgresiune—regresiune.

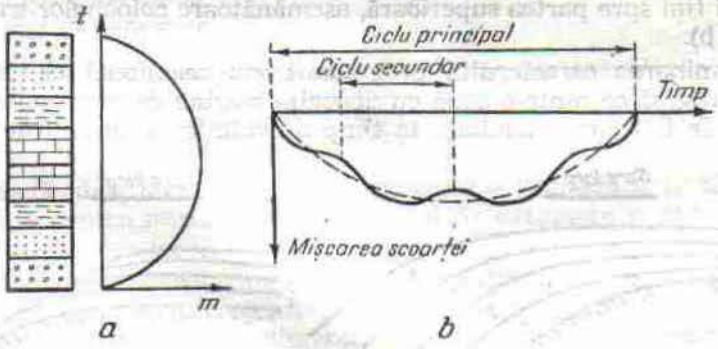


Fig. 3.20 — Ciclu sedimentar:
a — coloana litologică și diagrama timp/adîncimea mării; *b* — ciclu sedimentar principal și cicluri secundare (după Dumitrescu, 1962).

Complicațiile mai pot apărea și datorită rapidității cu care se produc mișcările scoarței, fie de ridicare fie de coborîre, putînd rezulta cicluri în care partea transgresivă sau regresivă să predomine sau să existe numai una din ele. Astfel de situații pot apărea dacă de exemplu, mișcarea de coborîre a scoarței se face lent și cea de ridicare mai repede, cînd se

va forma o succesiune transgresivă groasă, urmată de o succesiune regresivă subțire sau aceasta poate chiar să lipsească.

Funcție de gradul de importanță a acestor cicluri de sedimentare se stabilesc limitele între diferitele subdiviziuni din stratigrafie, fiind precizate extinderea unor formațiuni transgresive sau regresive. Separarea ciclurilor principale oferă posibilitatea corelărilor la mari distanțe și identificarea efectelor regionale sau chiar la scară globală ale unor mișcări tectonice majore.

Utilizarea noțiunii de etaj structural este relativ ușor de realizat în studiul regiunilor de platformă, în cuverturile lor sedimentare, acolo unde nu s-au resimțit decît mișcările tectonice verticale. În zonele supuse mișcărilor tectonice tangențiale, separarea ciclurilor de sedimentare este foarte dificilă și poate conduce la erori.

Etajul structural a fost utilizat ca principiu de bază la întocmirea primei ediții a hărții tectonice a Europei, însă aplicarea lui s-a dovedit greoaie și uneori forțată, ceea ce a condus în final la renunțarea aplicării la ediția ulterioară.

3.2. STRUCTURI PRIMARE ALE ROCILOR ERUPTIVE

Consolidarea magmelor se poate face la suprafața Pămîntului, dînd naștere la roci eruptive extruzive (vulcanice), sau în adîncime, generînd roci intruzive.

Întrucît diversele tipuri de manifestări magmatice care se produc la suprafața sau în interiorul litosferei, manifestări denumite supracrustale sau intracrustale (Condie, 1976), dau roci cu structuri primare specifice, le vom examina atît în cadrul rocilor extruzive, cît și al celor intruzive.

3.2.1. Structuri primare ale rocilor extruzive

Consolidarea magmelor la suprafața crustei terestre generează roci extruzive sau vulcanice, care se prezintă sub diverse forme, depinzînd de modul în care s-a produs ajungerea la suprafață.

Unitățile fundamentale care rezultă din activitatea extruzivă sînt *curgerile de lave* și *stratele piroclastice*. Aceste unități sînt de obicei asociate pentru a forma *vulcani*, care rezultă din erupții centrale, și *cîmpii* sau *platouri vulcanice*, care rezultă din erupții de fisură.

Curgeri de lave. Curgerile de lave rezultă din magme revărsate la suprafața Pămîntului pe fisuri lineare. Formează corpuri tabulare, cu grosime mică față de extinderea pe orizontală, avînd o poziție orizontală sau slab înclinată, funcție de suprafața pe care curge lava. Suprafața unei curgeri de lavă poate fi netedă sau să prezinte o serie de neregularități de mărimi diferite, denumite funcție de aspectul lor: *lava cordată*

(tip *Pahoehoe*), care are suprafața răsucită ca un odgon, fiind caracteristică pentru lavele bazice ce dau bazalte; *lava cu spini* (tip *Aa*), constînd din blocuri neregulate acoperite cu proeminențe asemănătoare spinilor, rezultată din răcirea lavei bazice cu vîscozitate mai mare; *lava cu blocuri (block lava)*, formată din blocuri relativ netede, rezultată din răcirea lavelor acide (Billings, 1962).

La suprafața lavei pot apărea o serie de alte proeminențe, de diferite mărimi și forme, ca: tumuli, creste de presiune, excrescențe, tunele de lavă, conuri de expulzare a gazelor, depresiuni de prăbușire.

Curgerile de lave din diferite regiuni au grosimi variabile: 5—10 m în Islanda; 25—30 m în platoul Columbia din nordul S.U.A. și din India; pînă la 300 m în Hawaii. În extindere pot depăși uneori 1000 km^2.

Strate piroclastice. Rocile piroclastice sînt formate din fragmente de material vulcanic de dimensiuni foarte variate (de la fracțiuni de milimetri la cîțiva metri); în funcție de dimensiuni se deosebesc: *praf vulcanic* (particule cu diametru mai mic de 0,25 mm) și *cenușa vulcanică* (0,25—4 mm diametru), care prin cimentare formează „tufuri vulcanice"; *lapilli* (4—32 mm diametru) și *blocuri* (cu diametre mai mari de 32 mm), care prin cimentare dau „brecii vulcanice" (dacă fragmentele sînt angulare) sau „aglomerate vulcanice" (cu fragmente rotunjite sau subangulare).

În țara noastră stratele piroclastice sînt abundente, mai larg dezvoltate fiind tufurile dacitice și andezitice din Bazinul Transilvaniei și avantfosa carpatică (pot atinge pînă la 200 m grosime — tuful de Dej) și aglomerate andezitice în lanțul vulcanic Oaș—Gutîi—Călimani—Harghita.

Tufurile vulcanice constituie repere de corelare foarte bune pentru anumite nivele stratigrafice, ele avînd un comportament cu totul special în diagrafiile geofizice, uneori chiar la grosimi foarte mici, ceea ce ajută mult în corelări de sonde (ex. tuful de Bazna 5—8 cm).

Erupții. Extruziunea lavelor la suprafața crustei se realizează prin deschideri de formă lineară (dînd erupțiile lineare sau areale) sau de tip central (erupții explozive, efuzive sau mixte).

Erupțiile lineare (fisurale) presupun ieșirea lavelor pe fracturi adînci, prin revărsare liniștită peste marginile faliei formînd un platou sau o cîmpie de lavă (fig. 3.21). Asemenea dislocații rupturale pot atinge zeci de kilometri lungime, ca în Islanda. În general acest tip de manifestare este caracteristic lavelor bazice; în cazuri mai rare sînt și lave acide care din cauza componenților ușori volatili pot genera explozii locale violente și depuneri de roci piroclastice. Multe din platourile de bazalte (Columbia Britanică — Canada, Dekkan — India, America de Sud sau Africa de Sud) sînt formate în acest fel, avînd grosimi foarte mari de 1 000—3000 m.

Erupțiile centrale sînt mai violente, și, deși mai puțin extinse, dau forme variate; vulcani, cratere și caldere. Vulcanii sînt corpuri de roci

de formă conică, constituiți din lave sau strate piroclastice. După structura internă se deosebesc:

— Conuri vulcanice (fig. 3.22), ce pot fi alcătuite numai din curgeri de lave (conuri de lave) cu pante mici, din piroclastite (conuri piroclastice) cu pante mari, din alternanțe de curgeri de lave și strate piroclas-

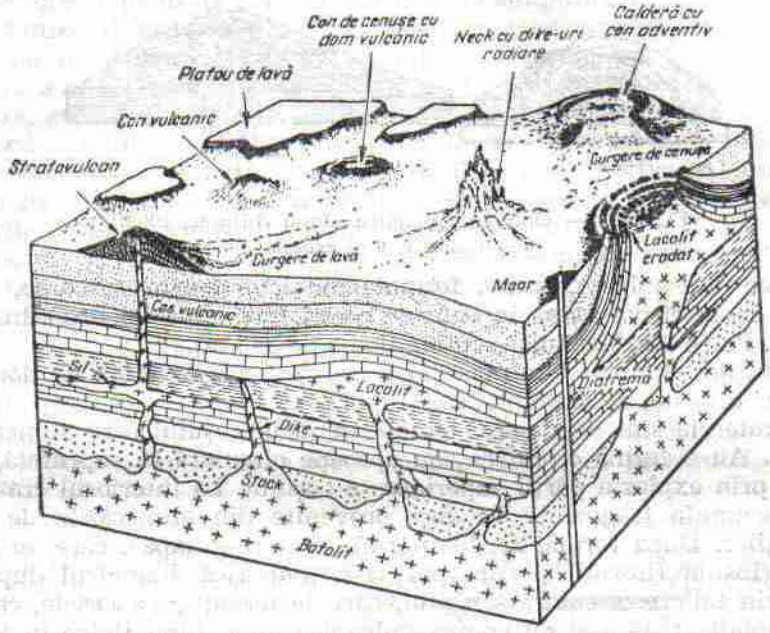


Fig. 3.21 — Bloc-diagramă arătînd structuri primare ale rocilor eruptive efuzive și intruzive.

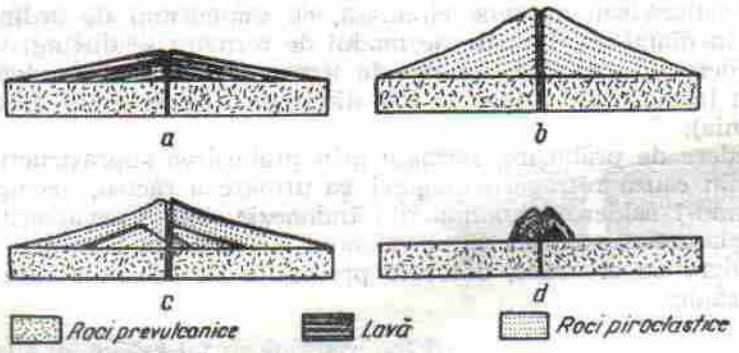


Fig. 3.22 — Tipuri de vulcani (după Billings, 1962).

tice (conuri complexe sau strato-vulcani) și din lave mai vîscoase care nu au putut curge (conuri tip hornitos). Uneori se pot forma vulcani secundari, formînd conuri adventive sau parazite.

— Domuri vulcanice (fig. 3.23), avînd formă de conuri rotunjite, cu versanți abrupți, formați din lave vîscoase care pot crește prin ridicarea dinspre interior a lavelor mai noi care le împing pe cele mai vechi (domuri endogene) sau prin curgeri de lave vîscoase, din ce în ce mai noi spre partea superioară, cu formă de evantai (domuri exogene).

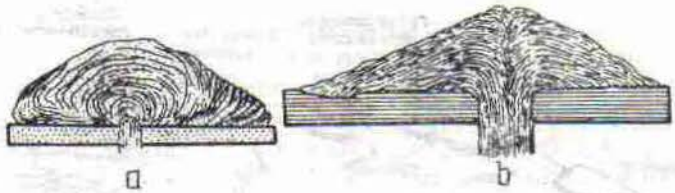


Fig. 3.23 — Domuri vulcanice (după Billings, 1962):
a — endogen; b — exogen.

— Ace vulcanice ascuțite, formate din lave foarte vîscoase, avînd înălțimi de la cîțiva metri la sute de metri (exemplu celebru fiind acul de la Mt. Pelée din Martinica, cu înălțimea de 343 m).

— Vulcani complecși sau compuși, constînd din asociații de două sau trei tipuri diferite, descrise mai sus (fig. 3.21).

— Craterele sînt depresiuni situate în jurul coșului care alimentează vulcanul. Au o formă circulară sau aproape circulară în suprafață, fiind formate prin explozia părții superioare a coșului. La interiorul craterelor se pot acumula fragmente de roci provenite din alunecările de teren ale pereților. După formă, se disting: a) „cratere-groapă", care au pereți abrupți (Insula Hawaii) și care pot să-și mărească diametrul după explozie prin faliere circulară sau alunecări de teren; „m a a r"ele, care au fundul aplatizat, tapisat cu conuri vulcanice mici, fiind tipice în Suabia și Etiopia (fig. 3.21).

— Calderele sînt depresiuni vulcanice mai mari decît craterele, de formă circulară sau aproape circulară, cu dimensiuni de ordinul kilometrilor în diametru. Funcție de modul de formare se disting:

a) caldere de explozie, formate în urma unei explozii violente, care a aruncat în aer mase uriașe de roci din crater (de exemplu, Bandai San din Japonia);

b) caldere de prăbușire, formate prin prăbușirea suprastructurii vulcanului din cauza retragerii magmei ca urmare a răcirii, exemplu tipic constituindu-l caldera Krakatau din Indonezia, sau a revărsării lavelor pe fisuri laterale, exemplu fiind vulcanul Kilauea din Hawaii;

c) caldere de eroziune, datorate proceselor de eroziune care lărgesc coșul vulcanic.

3.2.2. Structuri primare ale rocilor intruzive (plutoni)

În terminologia structurală a rocilor intruzive se utilizează termenul *plutoni* pentru toate corpurile de roci magmatice consolidate la o adîncime oarecare în interiorul scoarței sau litosferei. Deși în petrologie se face

distincție între domeniul plutonic (adîncimi mari și unde nu există indicații de deplasare a magmei), domeniul intruziv (adîncimi mari la mici, dar există evidența unui transport al magmei) și cel subvulcanic (în nivelele apropiate de suprafață, corpurile magmatice fiind legate de aparatele vulcanice), întrucît limitele dintre ele sînt greu de stabilit, pentru descrierea caracterelor structurale s-a acceptat această simplificare.

Definirea diferitelor tipuri de plutoni (clasificare geometrică) se bazează pe următoarele criterii: relațiile structurale cu rocile înconjurătoare (gradul de concordanță), forma plutonilor, mărimea sau extinderea acestora, gradul de cutare a rocilor înconjurătoare.

După relațiile plutonilor cu rocile înconjurătoare se deosebesc *plutoni concordanți*, care au contacte paralele cu stratificația sau foliația rocilor înconjurătoare, și *plutoni discordanți*, care au contacte nete, tăind texturile rocilor înconjurătoare pe direcții oarecare.

Gradul de cutare a rocilor în care se găsesc cantonați plutonii, reprezintă un factor care controlează natura și dezvoltarea corpurilor plutonice, fiecare pluton avînd un amplasament tectonic caracteristic.

3.2.2.1. **Plutoni concordanți**

Silluri (=filoane strat) sînt plutoni tabulari, paraleli sau aproape paraleli cu stratificația sau foliația rocilor înconjurătoare. Sînt relativ subțiri în raport cu extinderea lor areală, putînd avea grosimi de la 1 cm

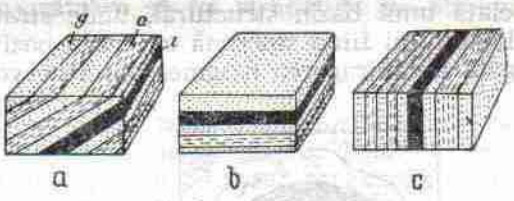


Fig. 3.24 — Silluri: a — înclinat; b — orizontal; c — vertical.

la sute de metri și suprafețe de mii de kilometri pătrați. Sînt de obicei amplasați la adîncimi reduse și au rareori zone de metamorfism în jur. Ca poziție pot fi orizontale, verticale sau înclinate, la fel cu înclinarea stratelor în care se găsesc (fig. 3.21, 3.24).

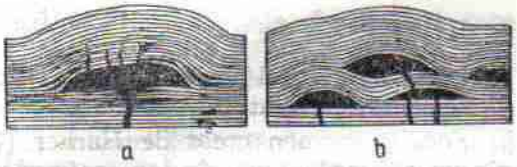


Fig. 3.25 — Lacolit simetric și asimetric (după Billings, 1962)

Funcție de modul lor de formare pot fi:

— silluri simple, rezultate dintr-o singură injecție magmatică;

— silluri multiple, formate din două sau mai multe injecții de magme de aceeași compoziție;

— silluri compuse, rezultate din două sau mai multe injecții de magme de compoziții diferite;

— silluri diferențiate, cînd au o grosime suficient de mare (sute de metri) pentru ca, în timpul răcirii, în magmă să se poată separa, prin gravitație, pături de compoziție diferită.

Lacolite, termen propus de Gilbert (1880) (=laccolith), sînt plutoni de formă plan-convexă sau biconvexă care boltesc stratele sub care au fost intruse și uneori depresionează depozitele de sub intruziune. La partea inferioară, lacolitul are un canal care arată drumul de acces al magmei (fig. 3.21, 3.25). În general, grosimea lor este de pînă la 1 000 m, iar în suprafață de 3—8 km diametru, fiind arbitrar separate de sill, în natură existînd o trecere gradată. Convențional, Billings (1954) a propus să fie utilizat termenul de sill pentru corpurile la care raportul între diametru și grosime este mai mare de 10, iar cel de lacolit cînd raportul este mai mic de 10. Lacolitele sînt de obicei formate din roci acide, putînd fi simetrice sau asimetrice, după cum sînt înclinările stratelor înconjurătoare de pe cele două flancuri ale sale.

Se utilizează termenul de lacolit intraformațional pentru acele corpuri care au fost injectate pe o discordanță majoră.

Lopolit. Grout (1918) a folosit termenul de „lopolith" pentru „o masă intrusivă mare, lenticulară, afundată în centru, în general concordantă, cu grosimea de aproximativ 1/10 la 1/20 din lărgimea sau diametrul său". Diametrul unui lopolit este obișnuit de sute de kilometri iar grosimea de mii de metri. În general se acceptă că este o intruziune concordantă asociată unui bazin structural, unde stratele înclină convergent; formarea lopolitului fiind sincronă cu cea a bazinului, subsidența acestuia este legată de retragerea magmei din rezervorul magmatic (fig. 3.26).

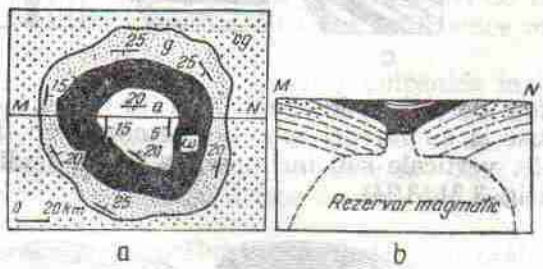


Fig. 3.26 — Lopolit: *a* — plan; *b* — secțiune.

Lopolitele, la fel cu lacolitele și sillurile, pot fi simple, multiple, complexe sau diferențiate.

Facolit, termen creat de Harker (1909) (=phacolith), reprezintă un pluton concordant pus în loc contemporan cu cutarea stratelor, amplasat în bolțile anticlinale și albiile sinclinale, adică în regiuni de slăbire a stressului și detensionate (fig. 3.27). Facolitele sînt cantonate în zone adînci, punerea în loc făcîndu-se prin mecanismul de permisivitate, adică prin deplasarea pasivă a magmei în formațiuni cu presiune scăzută, așa cum sînt crestele cutelor. Sînt corpuri de dimensiuni relativ mici, cu grosimi de zeci sau sute de metri și lungimi de 1—3 km. Caracterele lor

• dikeuri circulare — intruziuni de formă ovală, arcuită sau circulară în plan, cu pereți verticali în secțiune verticală, cu diametre de 1—30 km și grosime de maximum 2 km (fig. 3.30).

Mecanismul de formare a dikeurilor în con și circulare a fost descris de Anderson (1936) și completat de Reynolds (1956) (fig. 3.31). Creș-

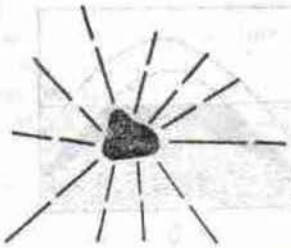


Fig. 3.28 — Dike-uri radiare.

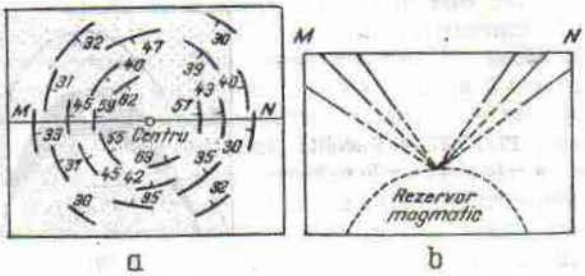


Fig. 3.29 — Dike-uri în con:
a — în plan; *b* — în secțiune.

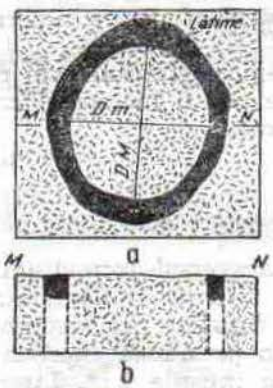


Fig. 3.30 — Dike-uri circulare:
a — în plan; *b* — în secțiune.

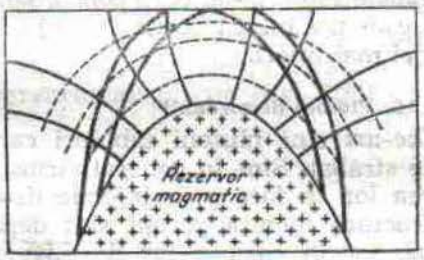


Fig. 3.31 — Formarea dike-urilor în con și circulare (după Billings, 1962)

terea presiunii în rezervorul magmatic creează fracturi de tensiune perpendiculare pe pereții rezervorului, care vor fi umplute formînd dikeuri în con. O descreștere a presiunii magmei conduce la formarea unor fracturi de tensiune paralele cu pereții rezervorului magmatic; totodată apar și fracturi de forfecare, care formează un unghi de 30° cu fracturile de tensiune și care prin umplere cu material magmatic vor forma dikeuri circulare.

Batolite (batholith). Termenul a fost introdus de Suess (1904—1924). Sînt cele mai mari și mai importante corpuri plutonice din centurile orogenice (fig. 3.21). Ele au următoarele caracteristici: sînt corpuri mari, cu suprafață de peste 100 km²; pereții sînt abrupți și înclină divergent,

astfel încît corpul se mărește în jos; acoperișul are o formă de dom, cu numeroase proeminențe (cupole) sau zone coborîte, depresionare, numite cuiei sau pandante;

Unele batolite sînt compuse, fiind alcătuite din numeroase varietăți de roci plutonice amplasate în momente diferite.

Stockuri (de la engl. stock=trunchi). Sînt batolite de dimensiuni mici, avînd aceleași caracteristici. Daly (1933) a ales ca o limită arbitrară pentru delimitarea lor față de batolite, o suprafață mai mică de 100 km².

Neckuri (engl. neck=gît). Sînt plutoni formați ca umpluturi ale coșurilor vulcanice avînd dimensiuni variate (fig. 3.21). Uneori formează proeminențe morfologice (de tip ac vulcanic), rocile conului vulcanic din jur fiind îndepărtate prin eroziune.

3.2.3. Mecanisme și timpul de punere în loc a plutonilor

În scoarța terestră există plutoni atît în regiunile stabile vechi (scuturi) cît și în catenele orogenice mai vechi sau tinere (alpine). Numeroși cercetători au recunoscut relații strînse între tipurile de plutoni și adîncimea lor de amplasare, stilul tectonic și faciesul metamorfic al rocilor asociate. Cum majoritatea plutonilor de dimensiuni mari sînt de constituție granitică, mulți cercetători asociază mecanismele de amplasare a acestora cu procesele de formare a granitelor în scoarță.

Adîncimea de amplasare. Adîncimea la care s-au consolidat plutonii granitici a fost pusă în raport cu rocile în care sînt cantonați sau funcție de caracteristicile corpului intrus, determinate de nivelul crustal în care a ajuns.

Încă din 1904, Grubenmann a definit trei nivele de adîncime, epi- mezo- și catazonă, pe care Michot (1956) și Buddington (1959) le-au stabilit drept zone de adîncime de amplasare a plutonilor deosebind:

— Plutonii de epizonă, pînă la 6—8 km adîncime, în general discordanți, cu foarte slabe structuri de curgere și foliații, contacte tranșante cu rocile înconjurătoare și asociații cu vulcanism de aceeași vîrstă. Formele obișnuite sînt: dikeuri circulare și în con, silluri, lacolite, neckuri, mici stockuri. Sînt tectonic tîrzii sau posttectonici.

— Plutonii de mezozonă, amplasați între 6 și 15 km adîncime, pot fi concordanți, dar și discordanți, au contacte tranșante cu rocile înconjurătoare, se dezvoltă larg aureole de contact metamorfic și au structuri de curgere primară. Foarte multe batolite sînt amplasate în acest nivel. Sînt tectonic tîrzii sau sincinematici.

— Plutonii de catazonă, amplasați la adîncimi de 10—20 km, sînt în general concordanți, cu contacte gradate spre rocile înconjurătoare, prezintă foliație gnaisică și sînt sintectonici. Tipurile obișnuite sînt domurile gnaisice.

Alți cercetători consideră că plutonii pot să apară la două nivele tectonice, de infra- și supra-structură (așa cum au fost cei descriși în scuturile Canadian și Baltic), la trei nivele (Buddington, 1959) sau la patru

nivele (Read, 1955, pentru plutonii granitici din centurile orogenice ale Americii de Nord).

Problema adîncimii de amplasare a corpurilor granitice rămîne în continuare deschisă, mai ales în ceea ce privește mecanismele de punere în loc prin prisma conceptului tectonicii globale.

Mecanismele de punere în loc a plutonilor. Noțiunea de amplasament sau punere în loc înseamnă ajungerea la poziția actuală a unui corp de roci intruzive. Plutonii pot crește „în situ" prin procese de granitizare, se pot ridica pasiv (permisiv) în zone cu presiune relativ scăzută sau pot fi injectați forțat în poziția lor actuală. Cum granitele și asociațiile granitice reprezintă cele mai răspîndite produse ale magmatismului plutonic, geneza și mecanismele lor de amplasare au constituit subiect de dispută între „transformiști" și „magmatiști". „Transformiștii" susțin că granitele sînt produsul final al metasomatismului rocilor, fiind produse prin difuzie solidă și alte procese, fără să se treacă printr-un stadiu magmatic. „Magmatiștii" presupun că granitele sînt produsele cristalizării dintr-o magmă de compoziție granitică. Aspectele controversate ale mecanismelor de amplasare a plutonilor au condus la elaborarea mai multor teorii în cadrul „geologiei clasice", sintetizate de Badgley (1965):

1. *Granitizarea prin emanații magmatice.* În conformitate cu această teorie, se pot forma granite la marginea batolitelor mari, de origine magmatică, prin acțiunea emanațiilor magmatice asupra rocilor înconjurătoare în stare solidă. Procesul de granitizare sau migmatizare dă naștere la roci denumite și pseudo-eruptive, prin transformarea rocilor sedimentare, după ce acestea trec printr-o fază inițială de metasedimente. În cuprinsul lor se păstrează frecvent enclave de metasedimente.

2. *Granitizarea prin fuziune diferențială.* În multe cazuri au loc granitizări fără a fi prezente corpuri magmatice contemporane procesului, prin fuziunea diferențială a rocilor în interiorul centurilor orogenice mobile, legate de metamorfismul regional. Fuziunea diferențială sau mobilizarea „in situ" înseamnă mobilizarea unui complex metamorfic care se transformă într-o magmă cuarț-dioritică ce se consolidează formînd corpuri de migmatite.

3. *Injecție forțată.* Reprezintă mecanismul cel mai frecvent invocat, el constînd din ridicarea magmei spre suprafață care împinge lateral și în sus rocile înconjurătoare. Această străpungere poate fi datorată forțelor tectonice sau gravitației (cînd magma mai ușoară pătrunde prin rocile mai grele, consolidate, pentru echilibrare izostatică). Conceptele acestui mecanism, elaborate de Hans Cloos, au fost completate de mulți alți cercetători, care au recunoscut o serie de trăsături structurale ale rocilor formate prin ridicarea activă a magmei. S-a creat astfel un domeniu de studiu, denumit *tectonica granitului,* în cadrul căruia au fost recunoscute două tipuri de structuri:

a) Structuri ale stadiului de curgere, care se formează prin cristalizarea magmei în mișcare. În acest caz, rocile sînt masive și în ele se dezvoltă *structuri planare de curgere* care sînt „foliația primară" și „schlieren" (orientarea paralelă a mineralelor plate sau tabulare și a

incluziunilor sub influența curgerii lamelare) și *structuri liniare de curgere* sau „liniația primară" (reprezentînd aranjamentul paralel al mineralelor prismatice sau aciculare, cum sînt feldspații și hornblenda, cu axa lungă paralelă cu direcția de curgere).

b) Structuri ale stadiului solid, care se dezvoltă în pătura externă, superficială, a plutonului, după ce aceasta a fost complet consolidată, dar interiorul plutonului este încă mobil. Aceste structuri sînt reprezentate prin fisuri (jonturi) și mici falii cu diferite orientări: *fisuri transversale* (perpendiculare pe liniația primară, generate de tensiuni), *fisuri marginale* (cu poziție diagonală la foliația primară, și de natură tensională rezultată dintr-un cuplu de forțe) și *fisuri longitudinale* (paralele cu foliația primară, generate de construcția prin răcirea magmei). Alte structuri ale stadiului solid mai sînt: fracturarea internă, zdrobirea, brecifierea și forfecările de la contactul extern al plutonului.

4. *Ridicarea activă a magmei (=amplasament permisiv sau teoria permisivității).* Acest mecanism se aplică plutonilor care evidențiază o ridicare activă a magmei (prezintă structuri de curgere) fără să aibă loc o împingere în sus sau laterală a rocilor înconjurătoare. Au fost imaginate două situații:

— existența unei zone cu o direcție de mică rezistență, care, dacă este supusă acțiunii unor mișcări laterale, pe această direcție de slăbire se pot crea cute de antrenare regională (zone de cute transversale) cu regim de presiune tensională redusă, acestea permițînd pătrunderea permisivă a magmei topite;

— existența unei zone de topire din care masa de magmă pătrunde prin fisuri și migrează în sus prin topirea acoperișului său și totodată cristalizarea părții inferioare.

5. *Digerare magmatică.* Mecanismul constă din căderea rocilor din acoperișul rezervorului magmatic sub formă de blocuri izolate și asimilarea (digerarea) lor de către masa magmei. Procesul este declanșat de pătrunderea magmei pe fisuri și izolarea blocurilor, care se scufundă în rezervor. Acest mecanism, adesea asociat cu subsidența tip cauldron, permite amplasarea dikeurilor circulare și în formă de con. În sprijinul acestui mecanism au fost invocate xenolitele (bucăți din roca înconjurătoare prinse în magmă).

6. *Granitizarea metasomatică.* Conform acestei teorii, un pluton granitic poate lua naștere prin acțiunea unor soluții fierbinți, numite „mineralizatori", care se insinuează printre rocile mai vechi transformîndu-le în granite prin înlocuirea unor elemente chimice din minerale și recristalizare. Înlocuirea metasomatică se poate produce în timpul unei perioade de deformare tectonică (granitizare sintectonică numită și sincinematică sau sinorogenică) sau fără o deformare contemporană (granitizare statică). În cazul acestui mecanism trecerea de la granit la rocile înconjurătoare se face gradat.

Luînd în considerație toate aceste mecanisme, precum și altele, s-a ajuns la ideea că granitele sînt poligenetice, adică sînt generate prin procese fie magmatice fie metamorfice, care pot conduce practic la aceleași rezultate finale.

Timpul de punere în loc a plutonilor (=clasificarea tectonică a magmatismului). Asocierea activității eruptive cu ciclurile tectonice a fost recunoscută de mulți cercetători ca unul din conceptele fundamentale ale geologiei. Clasificarea tectonică a magmatismului ține seama de tipul de scoarță terestră (mobilitatea ei) și timpul de punere în loc a produselor activității magmatice în cadrul evoluției geosinclinale, în raport cu mișcările tectonice.

Există numeroase clasificări tectonice ale magmatismului; cele mai complexe, în geologia clasică au fost elaborate de Stille (1924) și Badgley (1965).

Stille recunoaște patru momente de activitate a magmatismului în timpul evoluției unui geosinclinal și anume:

1. *Magmatism inițial,* de natură bazică (ofiolite), care se produce înaintea perioadei principale de cutare. Are o origine hipogenă (simatică) și poate fi legat de o orogeneză sau să se manifeste fără legătură cu orogeneza. Exemple: zona ofiolitică a Munților Metaliferi (Munții Apuseni), ofiolitele asociate stratelor de Sinaia din Carpații Orientali și Meridionali din România.

2. *Magmatism sinorogen* (=sinstructogen) se manifestă predominant prin punerea în loc a plutonilor granitici în timpul unei faze importante de cutare și are o origine litogenă (topirea rocilor din crustă). Granitele pot fi „primorogenice" (primstructogenice), formate la începutul fazei de cutare și gnaisificate, și „serorogenice" (serostructogenice), formate la sfîrșitul unei faze de cutare și negnaisificate.

Plutonii pretectonici (inițiali) și cei sintectonici sînt greu de deosebit pe teren întrucît au suferit procese de deformare în timpul fazei de cutare. În România magmatismului sinorogen antealpin îi sînt raportate corpurile granitice ale zonei Măcin din Dobrogea de nord, precum și plutonii granitici din Autohtonul Danubian din Carpații Meridionali.

3. *Magmatism subsecvent* (=postorogenic sau posttectonic) are loc după faza principală de cutare și poate fi legat genetic de aceasta sau să se manifeste mult mai tîrziu, fără legătură genetică cu ea. Intruziunile subsecvente sînt de natură litogenă și nedeformate, ele prezentîndu-se mai ales sub formă de corpuri mici: dikeuri, silluri, stockuri etc. Exemple sînt banatitele din Carpații Meridionali și Munții Apuseni (pentru sectoare muntoase cu evoluție cretacică).

Magmatismul subsecvent poate fi intrusiv, dar și extruziv; cînd este extruziv dă naștere lanțurilor vulcanice, în general de natură andezitică, în cadrul cărora se păstrează o parte din aparatele vulcanice. Ex.: lanțul vulcanic neogen Oaș—Gutîi—Călimani—Harghita, născut după faza de cutare stirică din Carpații Orientali.

4. *Magmatism final* (=plutonism atectonic) se manifestă fără nici o legătură cu mișcările orogenetice, prezentîndu-se sub formă de curgeri de bazalte (ex. platoul Dekkan din India) avînd origine hipogenă. După Stille, în catenele muntoase el poate avea caracter de finalite reziduale, ca de ex. bazaltele fini-pliocene — cuaternare de la Racoș.

Badgley (1965) leagă procesele de punere în loc a plutonilor și, în general, întreaga activitate magmatică de fazele principale de evoluție a geosinclinalelor, deosebind mai mult faze de activitate magmatică, în ordine cronologică, în cadrul evoluției unei zone orogenice. Fiecare fază principală a unui ciclu tectonic se caracterizează prin asociații specifice de roci magmatice, puse în loc prin mecanisme de amplasare proprii.

În evoluția unui geosinclinal (la o catenă orogenică), el distinge 5 faze de manifestare magmatică:

1. Faza eugeosinclinală. Activitatea magmatică inițială în ciclul tectonic este caracterizată printr-un vulcanism submarin extensiv. Este un vulcanism bazic, rocile cele mai caracteristice fiind: spilitele, bazaltele și riolitele, alcătuind așa numitul magmatism ofiolitic. Mecanismul de amplasare este cel extrusiv.

2. Faza tectonică timpurie sau ultrabazică. Sînt puse în loc corpuri mici de roci ultrabazice și bazice (în special silluri și dikeuri), la care se asociază mai rar roci dioritice și granitice. Mecanismul de punere în loc este cel de intruziuni reci.

Fazele 1 și 2 corespund aproximativ cu magmatismul inițial al lui Stille.

3. Faza sintectonică (=tectonică principală). Este caracterizată prin plutoni granitici-granodioritici (cu amplasament mezozonal și catazonal) și mai rar domuri gnaisice și facolite. Sînt frecvente migmatizări și granitizări. Cutarea principală a ciclului tectonic permite amplasarea de batolite largi. Mecanismele de amplasare cele mai frecvente sînt injecția forțată și permisivitatea.

4. Faza tectonică tîrzie. Se manifestă spre sfîrșitul procesului principal de cutare. Plutonii sînt puși în loc prin mecanisme de digerare magmatică și subsidență tip cauldron și au frecvent forme de batolite, silluri, dikeuri (între care predomină asociațiile de complexe circulare). Natura magmelor este dominant alcalină, rocile fiind de natură granitică.

Fazele 3 și 4 corespund aproximativ magmatismului sinorogen din schema lui Stille.

5. Faza posttectonică. Sînt manifestări vulcanice legate de faze de diastrofism ce au un caracter epirogenic, care urmează după derularea fazelor orogenetice, cînd se formează falii profunde. Magmatismul generează bazalte tholeitice, bazalte olivinice, andezite, riolite, dacite, ce apar sub formă de curgeri. Se pot asocia și plutoni: mici batolite și stockuri granodioritice și granitice puse în loc prin mecanismul de digerare magmatică.

Această fază corespunde magmatismului subsecvent.

3.3. RELAȚII TIPURI DE MAGMATISM — PLĂCI LITOSFERICE

Procesele magmatice se manifestă în diverse zone ale unei plăci litosferice, constituind medii tectonice grupate în două mari tipuri de unități tectonice: margini de placă și zone intraplacă (Condie, 1976).

• Marginile de placă reprezintă zone extrem de complexe din punct de vedere tectonic și funcție de sensul deplasării plăcilor litosferice pot fi divergente (zonele de expansiune = dorsalele medio-oceanice) sau convergente (zone de subducție).

• Zonele intraplacă au manifestări magmatice în cadrul plăcilor oceanice (domeniul bazinelor marginale sau al bazinului oceanic) sau

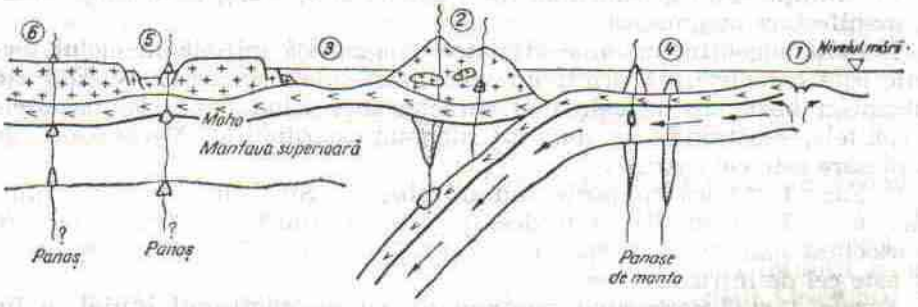


Fig. 3.32 — Principalele zone tectonice în care au loc procese magmatice.

al plăcilor continentale (regiunile rifturilor continentale și al ariilor cratonice).

Într-o secțiune schematică prin partea superioară a globului terestru, în fig. 3.32 sînt prezentate mediile tectonice în care se manifestă procese magmatice caracterizate prin trăsături specifice (tabelul 8).

Tabelul 8. **Tipurile de magmatism caracteristice marginilor de placă și unitățile intraplacă (după Condie,1976).**

Medii tectonice		Zone tectonice	Tipuri de magmatism
Margini de placă		1. Divergente (dorsale medio-oceanice)	Bazalte de expansiune (tholeiite sărace în K)
		2. Convergente (zone de subducție)	Calco-alcalin { Tholeiite de arc; Calco-alcalin; Shoshonitic
Intraplacă	Oceanice	3. Bazin marginal	Bazalte de bazin marginal (tholeiite sărace în K)
		4. Bazin oceanic	Bazalte de insule oceanice (tholeiite și roci alcaline)
	Continentale	5. Rift continental	Bazalte continentale (tholeiite și roci alcaline; roci alcaline)
		6. Arie cratonică	Bazalte continentale

Margini de placă

1. *Zonele de expansiune* (dorsalele medio-oceanice). În aceste zone magma provine din astenosferă; materialul din manta este fluidizat prin scăderea presiunii datorită mișcărilor de distensiune și erupe prin rifturile oceanice.

Magmatismul predominant este de natură tholeiitică („tholeiite de dorsală") și dă naștere la bazalte tholeiitice sărace în potasiu (stratul oceanic 2) și roci intrusive bazice (gabbrouri, anortozite, peridotite) (stratul oceanic 3).

O margine în expansiune se consideră că este alcătuită dintr-o anumită succesiune structurală care, de sus în jos, include următoarele:

— complexul de pillow-lava și silluri;

— complexul de dikeuri lamelare și gabbrouri placate (în corpuri plate);

— camera magmatică, în formă de pană;

— complex de cumulate;

— bandă de lherzolite.

Întrucît în nici o zonă a dorsalelor nu s-au făcut observații directe, succesiunea de complexe de mai sus a fost stabilită prin comparație cu complexele ofiolitice cunoscute în diverse catene cutate, care au fost asimilate crustei oceanice din geosinclinalele vechi, și care se prezintă astfel după Dewey și Bird (1971) (de sus în jos):

— complex de pillow-lava, în care sînt intruse dikeuri, iar în bază silluri;

— complex lamelar cu dikeuri diabazice (sheeted dikes);

— complex stratificat de gabbrouri cumulate: clinopiroxenite și gabbrouri anortozitice cu intruziuni de dikeuri doleritice;

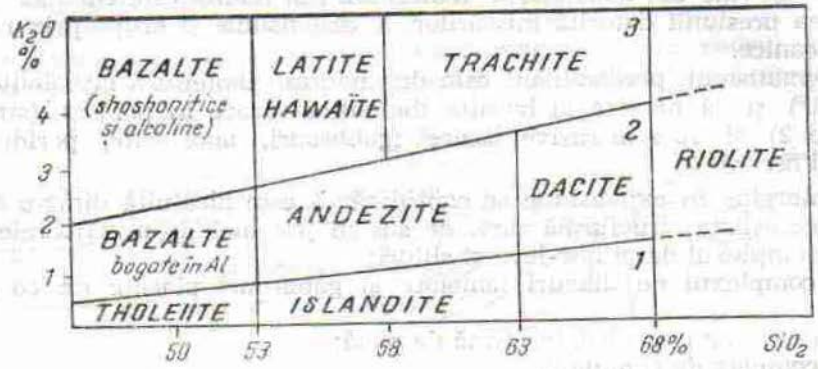
— complex de cumulate: gabbrouri, clinopiroxenite, wehrlite (la partea superioară) și apoi dunite (în adîncime);

— complex de harzburgite, cu intercalații de dunite și lherzolite, cu texturi metamorfice și deformări de temperatură înaltă.

2. *Zonele de subducție* (=margini convergente). În aceste zone magma are o origine mai complexă, legată de faptul că materialul primar provine din topirea crustei oceanice care se subduce (de natură tholeiitică), apoi prin ieșirea la suprafață, în drumul ei, suferă asimilări importante din placa superioară, atît din manta cît și din crustă. Topiturile care se consolidează în crustă generează masivele granitice, iar cele care ajung la suprafață generează vulcanismul calcoalcalin, denumit și vulcanism andezitic.

În ansamblu, magmatismul zonelor de subducție este calco-alcalin, generînd întreaga suită de roci eruptive, de la bazice la acide, în proporții diferite. În marea majoritate produsele care ajung la suprafață formează strato-vulcani de mari dimensiuni, în care alternează lave cu produse de explozie. În adîncime, produsele care se consolidează sînt predominant de natură acidă (granite și granodiorite) și formează batolite largi (10^4—10^5 km^2), cărora li se asociază și alte corpuri de dimen-

Tabelul 9. Seriile vulcanismului arcurilor insulare din zonele de subducție: *1* — seria tholeiitelor de arc; *2* — seria calco-alcalină propriu-zisă; *3* — seria shoshonitică (după Boillot, 1983).



siuni mai mici (concordante sau discordante) aflate la adîncimi de cîțiva kilometri.

Vulcanismul asociat zonelor de subducție pornește de la un front vulcanic, paralel cu fosa oceanică, amplasat la 200—300 km spre uscat de la axa fosei. Distribuția spațială a rocilor vulcanismului calco-alcalin evidențiază o zonare petrografică a acestora denumită „polaritate compozițională", diferitele serii corespunzînd la adîncimi de generare din ce în ce mai mari și la momente de punere în loc din ce în ce mai tîrzii.

Sînt separate trei serii și anume (Condie, 1976; Boillot, 1983) (tabelul 9).

1. Seria tholeiitelor de arc, caracterizată prin conținut scăzut de K_2O (sub 1%), cuprinde bazalte (asemănătoare celor ce constituie fundul oceanic), islandite (lave andezitice sărace în K) și rare dacite. Sînt puse în loc cel mai devreme în zonele cele mai apropiate de fosele oceanice și provin de la adîncime mică (circa 80 km). Se formează după circa 1 milion de ani de la începutul subducției, la o rată de 10 cm/an și un unghi de subducție de 45°. Sînt bine reprezentate în arcurile insulare tinere.

2. Seria calco-alcalină propriu-zisă este cea mai caracteristică și mai larg dezvoltată în zonele de convergență litosferică și cuprinde bazalte bogate în aluminiu (SiO_2 mai puțin de 53%), andezite (cele mai frecvente, cu conținut de SiO_2 cuprins între 53 și 63%), dacite și riolite, uneori asociate cu mase mari de ignimbrite. Asociația plutonică corespondentă este formată din seria gabbro-diorit-granodiorit-granit. Rocile acestei serii provin din topirea plăcii subduse la adîncimi de 100—150 km, fiind puse în loc ulterior și în spatele bazaltelor tholeiitice de arc.

3. Seria shoshonitică, caracterizată de îmbogățirea în alcalii și K_2O, cuprinde bazalte, hawaite (alcaline), latite (shoshonitice), trahite și rio-

lite. Rocile se formează din topituri ale plăcii subduse ce provin de la adîncimi mai mari de 150 km, care în drumul spre suprafață ajung la compoziție shoshonitică (andezit bogat în alcalii). Sînt puse în loc mai tîrziu și în spatele (spre uscat) zonei cu produse ale seriei calco-alcaline.

Zone cu magmatism intraplacă

În interiorul plăcilor litosferice pot avea loc procese magmatice ce generează serii eruptive intraplăci cu compoziție variată. Aceste zone se dezvoltă în interiorul plăcilor oceanice (bazine marginale și bazine oceanice) și al plăcilor continentale (rifturi continentale și arii cratonice) (fig. 3.33).

1. *Bazine marginale*. Le sînt caracteristice tholeiitele sărace în K, de același tip cu cele din zonele de expansiune, întrucît și aceste zone sînt supuse unui stress extensional (=distensiune).

2. *Domeniul plăcii oceanice* din afara dorsalelor are manifestări magmatice în vulcanii insulari sau submarini, natura seriilor eruptive fiind alcalină sau tholeiitică. Magmele provin de la adîncimi foarte mari (probabil din mantaua inferioară) și sînt aduse la suprafață printr-un mecanism denumit *panaș de manta* (engl. plume), adică o coloană termică ascendentă care străpunge placa dînd zone cunoscute sub numele de puncte fierbinți (=hot spot). Prin mișcarea plăcii de deasupra punctului fierbinte se poate forma, prin activitatea îndelungată a panașului de manta, un lanț vulcanic submarin sau insule vulcanice, cunoscut sub numele de *dorsală aseismică*. Ex.: dorsalele Rio Grande, Walvis (Atlanticul de sud), 90° Est (Oceanul Indian), lanțurile Gilbert—Marshal—Insulele Australe, Emperor—Hawaii—Tuamotu (Oceanul Pacific).

3. *Rifturi continentale*. Caracterul vulcanismului este tholeiitic sărac în K, dar poate fi și bimodal — tholeiitic și alcalin. Și aici regăsim evoluția panașelor de manta cu o coloană ascendentă termic care poate duce la spargerea plăcii litosferice continentale.

4. *Arie cratonică* (=platforme). Și în aceste arii trebuie să admitem activitatea unui panaș de manta care sparge placa continentală, permițînd revărsarea unei cantități foarte mari de material de compoziție bazaltică, acumulat pe grosimi foarte mari (2—3 000 m).

4. STRESS ŞI DEFORMARE

4.1. STRESS

Forţele importante pe termen lung în roci rezultă din gravitaţie şi din contactul dintre părţile sistemelor de roci.

Forţele de gravitaţie sînt totdeauna prezente şi depind de poziţia unei mase de roci în cîmpul de gravitaţie al pămîntului. Aceste forţe care pot acţiona la o distanţă şi depind într-un fel de cantitatea de material afectat sînt denumite *forţe de volum*. Forţele care acţionează pe suprafeţele de contact dintre părţile adiacente ale unui sistem de roci sînt denumite *forţe de suprafaţă*. Mărimea unei forţe de suprafaţă depinde de valoarea stressului şi de aria suprafeţei considerate. O forţă este clasificată ca o forţă de suprafaţă indiferent dacă ea acţionează sau nu (transversal) pe o limită vizibilă de material. Astfel forţa transversală oricărui plan din interiorul unei granule sau a unei plăci litosferice este o forţă de suprafaţă, întocmai ca forţele transversale pe limitele dintre aceste obiecte.

Forţele de suprafaţă pot fi de compresiune sau de tensiune. Dacă aplicăm o forţă transversală unui plan şi particulele de pe oricare parte a planului sînt împinse unele spre altele, forţa este de *compresiune*. Dacă particulele de pe oricare parte a planului sînt îndepărtate unele faţă de altele, forţa este de *tensiune*.

Forţa ce acţionează pe un plan poate avea orice direcţie în raport cu planul. Dacă este pe direcţie normală la plan ea se numeşte forţă normală, iar dacă este pe o direcţie perpendiculară la normala pe plan este o forţă de forfecare.

Forţele pot fi *uniforme* sau *neuniforme*. Astfel, dacă distribuţia de forţe într-un punct este uniformă direcţional sau izotropică, intensitatea forţei (măsurată ca forţă pe unitatea de suprafaţă) este aceeaşi pentru planele de orice orientare ce conţin acel punct. Altfel, distribuţia este anizotropică. Dacă distribuţia de forţe într-un corp este uniformă spaţial sau omogenă, distribuţia de forţe din jurul fiecărui punct este aceeaşi cu cea din jurul altui punct. Altfel, distribuţia este neomogenă. Dacă forţa de distribuţie este uniformă temporal sau independentă de timp, distribuţia de forţe în fiecare punct este aceeaşi la orice timp. Dacă nu este aceeaşi, distribuţia este dependentă de timp.

În toate discuțiile privind forțele care acționează pe diverse plane este definită intensitatea forței ce acționează pe planul respectiv drept raportul dintre forța totală și suprafața planului. Acest raport este denumit stress și reprezintă forța pe unitatea de suprafață. Stressul ce acționează pe un plan este complet reprezentat printr-un vector, *vectorul de stress*, care are mărimea egală cu raportul forței la suprafață și direcția paralelă cu direcția forței ce acționează pe planul respectiv. Convențional, stressurile compresive sînt pozitive, iar stressurile de tensiune sînt negative.

4.1.1. Componentele stressului

Dacă asupra unui cub elementar acționează forțe pe fiecare față a cubului ca în fig. 4.1, *a*, aceste forțe pot fi descompuse fiecare în cîte trei componente ortogonale, una normală la fața cubului și celelalte paralele la muchii (fig. 4.1, *b*).

Prin descompunerea forțelor și raportînd valorile lor la suprafețele cubului se obțin pentru fiecare față a cubului cele trei componente ale stressului.

Utilizînd muchiile cubului ca un sistem de coordonate carteziene (x_1, x_2, x_3) și notînd cu simbolul σ_{ij} stressul ce acționează pe fața normală la x_i și în direcția lui x_j, diferitele componente ale stressului pot fi definite ca în fig. 4.1 *b* și pot fi scrise sub forma:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} \tag{4.1}$$

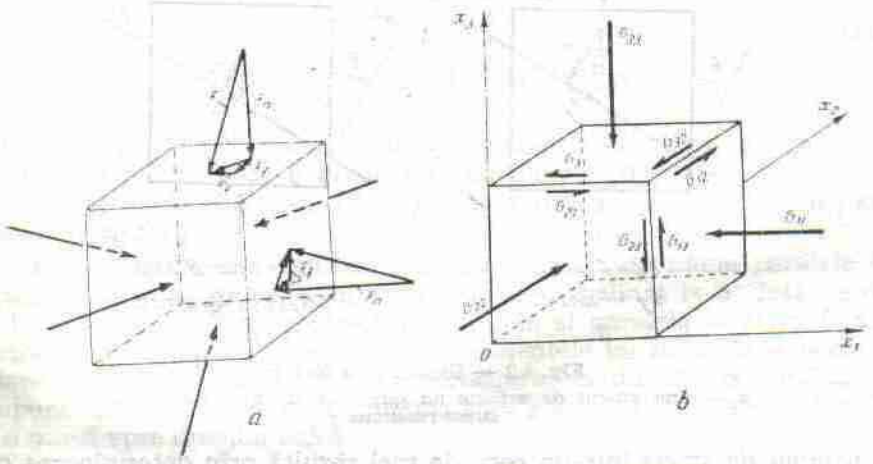


Fig. 4.1 *a* — Forțele ce acționează asupra unui cub elementar, se pot descompune în forțe normale (F_n) și de forfecare (F_f); *b* — Sistemul de stress care acționează pe fețele cubului, raportat la sistemul de coordonate Ox_1, Ox_2, Ox_3.

Astfel σ_{12} este un component de stress ce acționează pe fața normală la x_1 și pe direcția lui x_2 în timp ce σ_{21} acționează pe fața normală la x_2 și pe direcția lui x_1.

Componentele stressului σ_{ij} (cînd $i=j$) care acționează normal pe fețele cubului sînt *stressuri normale*, în timp ce componentele σ_{ij} (cînd $i \neq j$) care acționează paralel cu fețele cubului sînt *stressuri de forfecare*. Pentru stressurile de forfecare se utilizează de obicei simbolul τ_{ij} cu $i \neq j$.

4.1.2. Stressul într-un punct

Dacă ne imaginăm cubul din fig. 4.1 redus la un punct, stressul este definit ca raportul limită al forței la suprafață (suprafața apropiindu-se de zero), aceasta implicînd ca distribuția de forțe pe fiecare suprafață să fie aproximativ uniformă, iar forțele ce acționează pe fețele opuse să fie aproximativ aceleași în mărime și direcție. Aceste aproximări implică ca $\sigma_{12}=\sigma_{21}$, $\sigma_{23}=\sigma_{32}$ și $\sigma_{31}=\sigma_{13}$.

Cînd se consideră starea de stress într-un punct la limită, componentele vectorului de stress în acel punct pot fi scrise sub forma

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{12} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{13} & \sigma_{23} & \sigma_{33} \end{bmatrix} \tag{4.2}$$

Rezultă astfel 6 componente independente ale stressului într-un punct, în orice material.

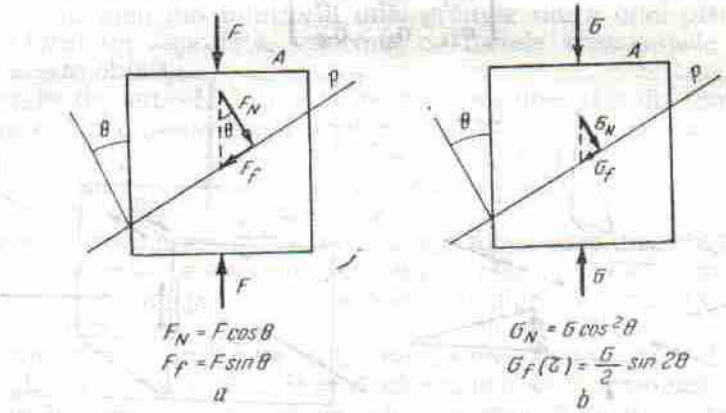


Fig. 4.2 — Rezolvarea forței:
a — cînd planul de acțiune nu este normal; *b* — valorile de stress rezultate.

Cîmpul de stress într-un corp de roci rezultă prin determinarea componentelor matricei de stress în fiecare punct și stabilirea distribuției lor. Dacă aceste componente sînt aceleași în toate punctele, cîmpul de stress este omogen, iar dacă sînt diferite cîmpul de stress este neomogen.

Într-un cîmp de stress omogen putem găsi în orice punct 3 plane ortogonale pe care stressurile de forfecare să fie zero. Aceste 3 plane se numesc *plane principale de stress*, iar normalele la ele, *axe principale de stress*. Stressurile normale paralele cu axele principale de stress și perpendiculare pe planele principale de stress sînt *stressuri principale*, notate convențional σ_1, σ_2, și σ_3 avînd între ele raporturile $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, numite stress maxim ($\sigma_1$), intermediar ($\sigma_2$) și minim ($\sigma_3$).

Starea de stress într-un punct poate fi caracterizată și definită prin cele trei stressuri principale (mărimile și direcțiile lor) sau, cînd cubul de referință nu are fețele paralele cu planele principale de stress, prin cele șase componente de stress din matricea (4.2).

4.1.3. Stressul pe un plan

Valoarea unui stress nu variază numai cu orientarea și mărimea forței ce acționează dar și atunci cînd aria de acțiune își schimbă orientarea. Dacă forța F nu acționează perpendicular pe o față a cubului ci pe un plan oarecare P a cărei normală este înclinată la unghiul θ față de F, atunci vor rezulta componente normale și de forfecare pe planul P și implicit stressuri normale și de forfecare ale căror valori vor fi calculate astfel (fig. 4.2):

$$F_N = F\cos\theta = A\sigma\cos\theta = A_p\sigma\cos^2\theta$$
$$F_f = F\sin\theta = A\sigma\sin\theta = A_p\sigma\sin\theta\cos\theta \tag{4.3}$$

$$\sigma_N = \frac{F_N}{A_p} = \sigma\cos^2\theta$$
$$\sigma_f(\tau) = \frac{F_f}{A_p} = \sigma\sin\theta\cos\theta = \frac{\sigma}{2}\sin 2\theta \tag{4.4}$$

Cînd stressurile principale σ_1 și σ_2 acționează pe un plan P a cărui normală este înclinată la θ grade față de direcția σ_1, atunci stressurile normale (σ_N) și de forfecare ($\sigma_f = \tau$) se pot determina utilizînd metoda echilibrului de forțe.

Dacă considerăm un element prismatic limitat de plane paralele la direcțiile σ_1 și σ_2 și de un plan P cu aria A și înclinat la $\theta°$ față de σ_1, echilibrul său în raport cu direcțiile normală și paralelă la P va fi dat de acțiunea vectorilor de stress prin componentele lor normale și perpendiculare la planul P, ca în fig. 4.3. Echilibrul în direcția paralelă la P presupune ca forțele care mișcă prisma spre stînga să fie egale cu forțele care o mișcă spre dreapta adică

$$\sigma_f(A) + \sigma_2\cos\theta(A\sin\theta) = \sigma_1\sin\theta(A\cos\theta) \tag{4.5}$$

din care rezultă

$$\sigma_f(\tau) = (\sigma_1 - \sigma_2)\sin\theta\cos\theta$$

Echilibrul în direcția normală la P rezultă din egalitatea forțelor ce mișcă prisma în jos cu cele care o mișcă în sus adică

$$\sigma_n(A)=\sigma_1 \cos\theta(A\cos\theta)+\sigma_2 \sin\theta(A\sin\theta),$$

din care rezultă

$$\sigma_n=\sigma_1 \cos^2\theta+\sigma_2 \sin^2\theta \qquad (4.6)$$

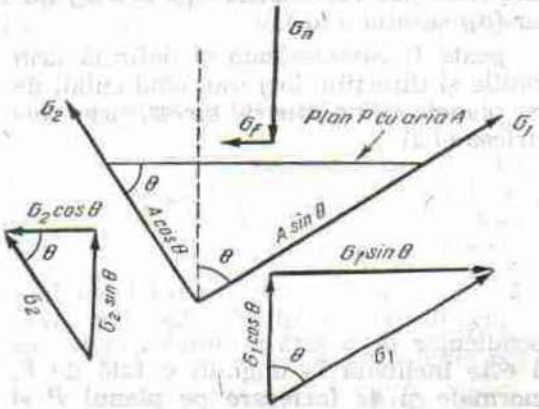


Fig. 4.3 — Diagramă pentru determinarea stressurilor normale (σ_n) și de forfecare ($\sigma_f=\tau$).

Utilizînd identități trigonometrice, ecuațiile (4.5) și (4.6) pot fi scrise sub forma:

$$\tau=\frac{\sigma_1-\sigma_2}{2}\sin 2\theta \qquad (4.7)$$

$$\tau=\frac{\sigma_1^2+\sigma_2}{2}+\frac{\sigma_1-\sigma_2}{2}\sin 2\theta \qquad (4.8)$$

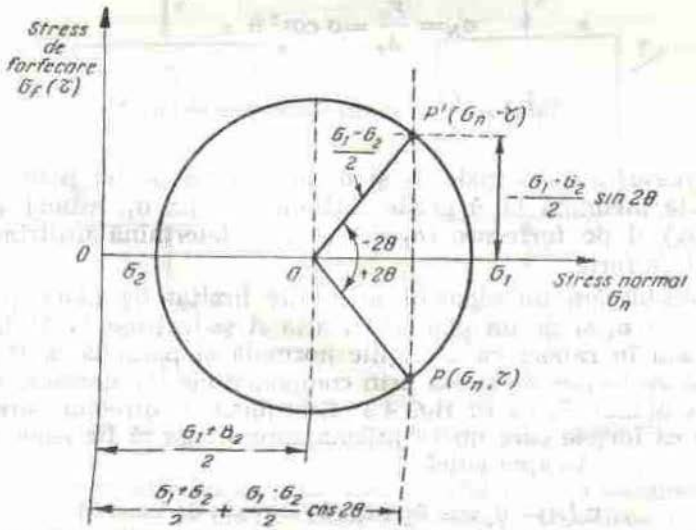


Fig. 4.4 — Cercul lui Mohr, avînd coordonatele σ_h și τ ale căror valori în punctul P sînt cele din ecuațiile (4.7) și (4.8).

Stressurile normale și de forfecare pot fi determinate utilizînd o reprezentare grafică cunoscută sub numele de *diagrama lui Mohr* sau *cercul de stress Mohr* (fig. 4.4).

Se iau două axe de coordonate ortogonale de-a lungul cărora sînt gradate valori ale stressurilor normale (σ_n) și de forfecare (τ), pe care sînt localizate valorile stressurilor principale σ_1 și σ_2 între care se trasează un cerc cu diametrul $\sigma_1-\sigma_2$ și centrul în $O=\frac{\sigma_1+\sigma_2}{2}$. Orice punct P de pe cerc are coordonatele σ_n și τ date de ecuațiile (4.7) și (4.8), iar 2θ este unghiul făcut de raza OP cu direcția σ_n măsurat în sensul arătat în fig. 4.4.

Cercul lui Mohr reprezintă deci locul geometric al unui număr infinit de puncte reprezentînd stressurile pe plane cu poziții ce pot avea toate valorile posibile ale lui θ.

Această construcție poate fi de asemenea utilizată pentru a găsi valorile stressurile principale σ_1, σ_2 și θ avînd σ_n și τ pe două plane de unghiuri egale.

4.1.4. Elipsoidul de stress

Vectorii de stress din jurul unui punct, în trei dimensiuni, definesc un elipsoid denumit *elipsoid de stress*. Dacă considerăm σ_x, σ_y și σ_z, componentele unui stress σ ce acționează asupra unui plan P, unde direcțiile coordonatelor O_x, O_y și O_z sînt luate paralel cu stressurile principale σ_1, σ_2 și σ_3, iar α, β și γ — unghiurile făcute de normala la planul P cu axele de coordonate (notăm $l=\cos\alpha$, $m=\cos\beta$ și $n=\cos\gamma$), atunci

$$\begin{aligned}\sigma_x&=l\sigma_1\\ \sigma_y&=m\sigma_2\\ \sigma_z&=n\sigma_3\end{aligned} \tag{4.9}$$

Știind că $l^2+m^2+n^2=1$, rezultă că

$$\frac{\sigma_x^2}{\sigma_1^2}+\frac{\sigma_y^2}{\sigma_2^2}+\frac{\sigma_z^2}{\sigma_3^2}=1,$$

ecuație ce reprezintă un elipsoid cu semiaxele principale în aceeași direcție și cu aceeași mărime ca a stressurilor principale, denumit elipsoide de stress. Axele principale ale elipsoidului sînt axele principale de stress.

Elipsoidul de stress poate avea o varietate de forme care depind de mărimile relative ale stressurilor principale.

4.1.5. Stări speciale de stress

Stressul într-un punct al unei roci poate fi definit funcție de forma elipsoidului de stress în acel punct. Sînt utilizați următorii termeni (fig. 4.5):

— *Stress triaxial* (fig. 4.5 *a*). Este o stare generală, cea mai comună din natură, în care σ_1, σ_2 și σ_3 au valori diferite de zero.

— *Stress biaxial* (fig. 4.5 *b*). Două din stressurile principale sînt diferite de zero și unul egal cu zero. Funcție de sensurile ambelor stressuri (de tensiune sau compresiune) vorbim de tensiune sau compresiune generală, iar dacă cele două stressuri sînt unul de tensiune și celălalt de compresiune (funcție de cel care predomină) vorbim de tensiune sau compresiune (fig. 4.5 *c*).

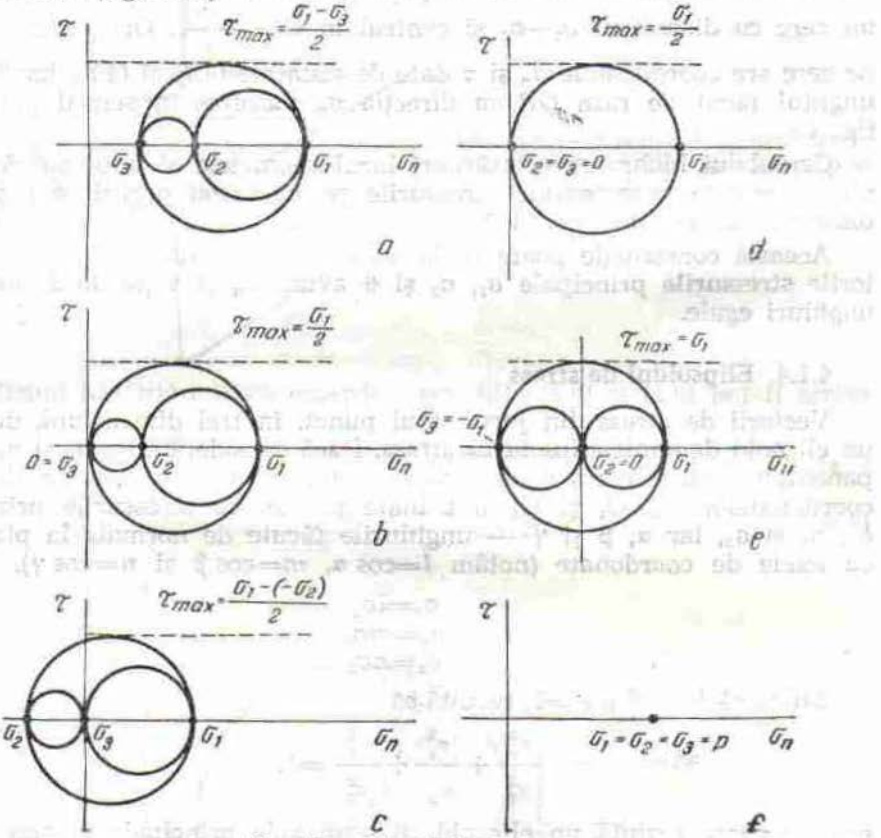


Fig. 4.5 — Tipuri de stress:
a — stress triaxial; *b* — stress biaxial; *c* — compresiune; *d* — stress uniaxial; *e* — stress de forfecare pură; *f* — stress hidrostatic.

— *Stress uniaxial* (fig. 4.5 *d*). Un stress principal nu este zero, celelalte două sînt zero.

— *Stress axial.* Este starea de stress în care $\sigma_1>\sigma_2=\sigma_3$ (compresiune axială) sau $\sigma_1=\sigma_2>\sigma_3$ (extensiune axială).

— *Stress de forfecare pură* (fig. 4.5 *e*). Este un tip particular de stress biaxial în care $\sigma_1=\sigma_3$ și diferite de zero, iar $\sigma_2=0$.

— *Stress hidrostatic* (=presiune hidrostatică, geostatică sau litostatică) (fig. 4.5*f*), este definit de situația cînd $\sigma_1=\sigma_2=\sigma_3$ dar diferite de zero, cu valori pozitive; dacă au valori negative se numește tensiune hidrostatică.

— *Stress mediu.* Se referă la media aritmetică a celor trei valori ale stressurilor principale, dată de expresia

$$\sigma_{mediu} = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3} \tag{4.10}$$

— *Stress deviator* (=deviatoric) și *stress nedeviator* (nedeviatoric). Este posibil ca orice stress să fie împărțit în două părți: stressul mediu, constînd numai din stressuri normale egale, cu stressuri de forfecare zero (=presiune hidrostatică) numit *stress nedeviator* și partea care rămîne din stress numită *stress deviator* care are în componență stressuri normale și de forfecare diferite de zero.

Exprimat sub forma matricelor, un stress va fi împărțit în stress deviator și nedeviator astfel:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} p & 0 & 0 \\ 0 & p & 0 \\ 0 & 0 & p \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} (\sigma_{11}-p) & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & (\sigma_{22}-p) & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & (\sigma_{33}-p) \end{bmatrix} \tag{4.11}$$

stress nedeviator stress deviator

unde $p = \frac{\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33}}{3}$

4.1.6. Exemple de stări de stress în roci

Se cunoaște puțin despre cîmpurile de stress care există în roci în timpul deformărilor. Lipsa acestor cunoștințe este legată de complexitatea cîmpurilor de stress care există în corpurile de roci care se deformează, precum și de puținele informații privind proprietățile mecanice ale rocilor și interpretarea lor în termenii geologiei structurale.

O serie de măsurători ale cîmpurilor de stress, pentru diversele situații de interpretare a stărilor de stress, arată complexitatea și varietatea acestor stări posibile.

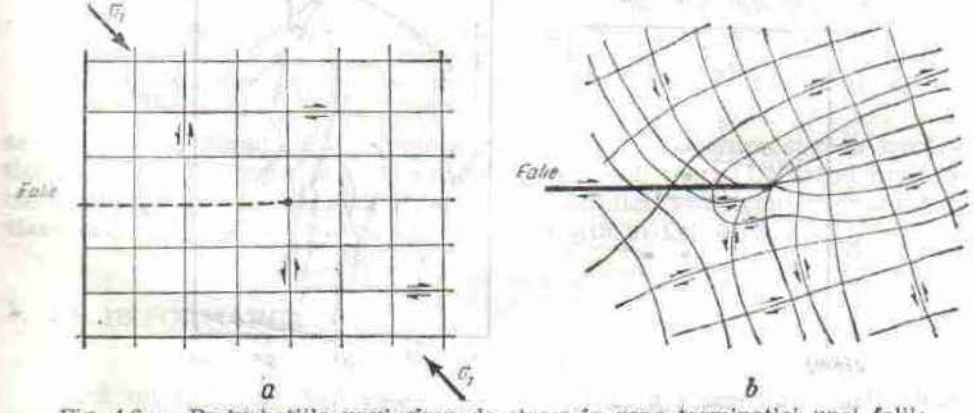


Fig. 4.6 — Perturbațiile unui cîmp de stress în zona terminației unei falii:
a — cîmp de stress omogen înaintea deplasării pe falie, cu poziția planelor de stress de forfecare maxim; *b* — perturbațiile cîmpului de stress după deplasarea pe falie (după Chinnery, 1966).

Cîmpul de stress din zona terminației unei falii (fig. 4.6), așa cum a fost calculat de Chinnery (1966), indică poziția planelor de stress de forfecare maxim produs de acțiunea unor forțe de compresiune uniaxiale σ_1 (fig. 4.6 *a*). După deplasarea pe falie, cîmpul de stress este perturbat, planele de stress de forfecare maxim sînt mult reorientate, așa cum se arată în fig. 4.6 *b*.

O încercare de stabilire a *cîmpului de stress de forfecare într-o zonă de subducție* a fost efectuată de McKenzie (1969). El a calculat stressurile de forfecare în jurul unei plăci ce se subduce în zona unui arc insular, arătînd că stressurile de pe placă în spatele arcului insular depășesc pe cele de pe placa din față (fig. 4.7).

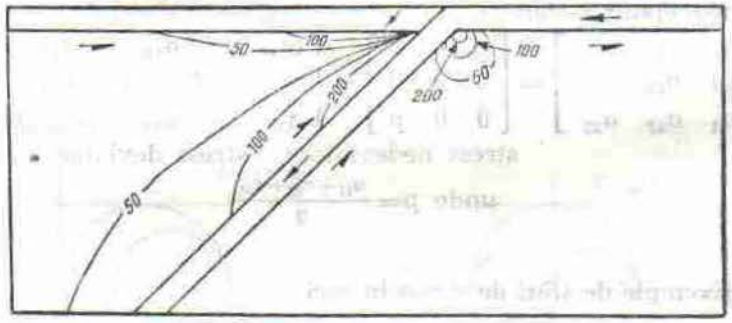


Fig. 4.7 — Stressurile de forfecare (în bari) calculați în jurul plăcii subduse. Litosfera are 50 km grosime (după McKenzie, 1969). → direcția forțelor exercitate de fluid pe placă.

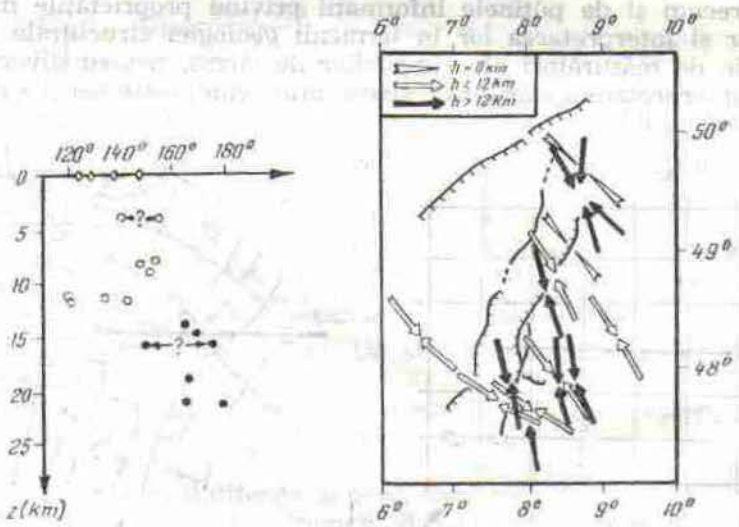


Fig. 4.8 — Distribuția componentei orizontale a direcției de stress maxim, la diverse adîncimi, în grabenul Rinului (după Bonjer, 1979).

Imagini foarte interesante sînt realizate, în ultimii ani, în zonele cu seismicitate ridicată, unde pot fi calculate componentele orizontale ale direcției de stress maxim. De exemplu, Bonjer (1979) a realizat o hartă a distribuției componentei orizontale a stressului maxim în zona grabenului Rhinului, relevînd orientarea diferită a acestora funcție de adîncime, precum și de apropierea de lanțul alpin (fig. 4.8).

Distribuția stressului în partea superioară a litosferei a fost realizată de Poulet (1977), prin modificarea modelului propus de Bott și Dean (1972) (fig. 4.9) pentru marginile continentale. Marginea continentală prezintă o structură asimetrică: în largul mării, stratul de apă gros de cîțiva kilometri (cu densitate în jur de 1) stă pe o crustă oceanică groasă de 7—10 km (cu densitate medie 2,85 g/cm³). Mantaua subjacentă are o densitate evaluată la 3,25 g/cm³. Sub continent, crusta are grosime de cca 35 km, cu densitate medie de 2,85 g/cm³. La aceeași adîncime încărcăturile geostatice vor fi deci diferite, după cum

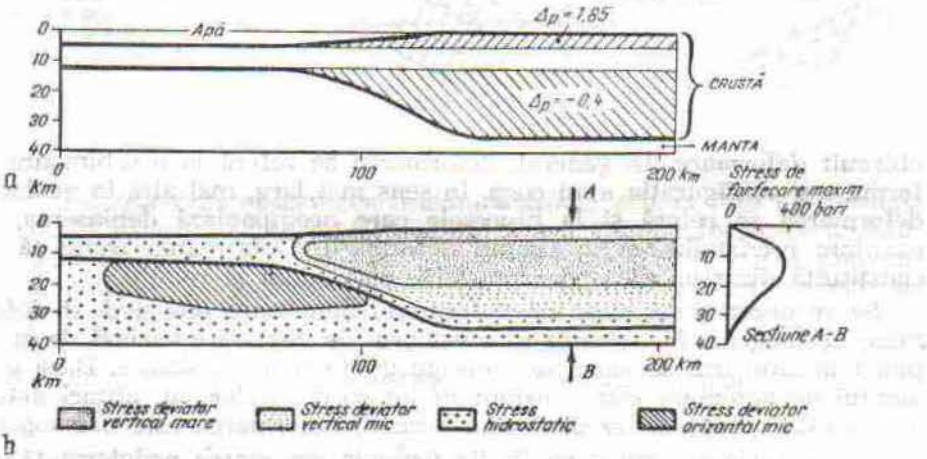


Fig. 4.9 — Repartiția stressurilor dată de un dezechilibru de încărcare pe o margine continentală:
a — distribuția densităților utilizate pentru model; b — repartiția schematică a stressurilor principale (după Poulet, 1977).

se plasează în domeniul continental sau oceanic. Contrapresiunea izostatică va fi mai importantă sub continent decît sub mare. Utilizînd ipoteza comportamentului elastic al crustei și mantalei subjacente, repartiția stressurilor în crustă este de forma prezentată în fig. 4.9 b.

4.2. DEFORMAREA

Dacă un corp de rocă este supus la acțiunea stressului, particulele sale individuale se deplasează în poziții noi. Unele particule suferă numai translație, în timp ce altele suferă distorsiuni și rotații. În timpul

acestei mișcări, drumul parcurs de o particulă materială poate fi foarte complicat, dar luînd în considerație poziția inițială în starea nedeformată și poziția finală în starea deformată putem construi un vector care descrie deplasarea particulei. Modul de dispunere a vectorilor de deplasare definește un *cîmp de deplasare*, care reprezintă ceea ce numim în mod

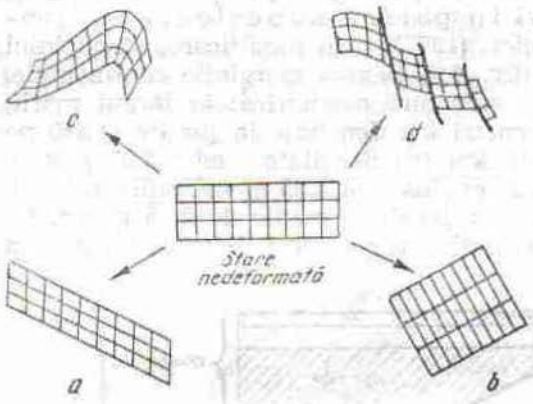


Fig. 4.10 — Deformații omogene (*a* și *b*) și neomogene (*c* și *d*).

obișnuit *deformare*. În general, deformarea se referă la o schimbare în forma sau configurația unui corp. În sens mai larg, mai ales în geologie, deformarea se referă și la procesele care acompaniază deplasarea, de exemplu recristalizarea în timpul deformării. Deformarea poate să fie constituită dintr-un cîmp de translații, distorsiuni și rotații.

Se recunosc două clase de deformare: deformare omogenă și deformare neomogenă. Maniera în care vectorul de deplasare variază de la un punct la altul într-un corp se numește *gradient de deplasare*. Dacă gradientul de deplasare este constant în tot corpul deformat, atunci deformarea este *omogenă*, iar dacă este variabil deformarea este *neomogenă*.

Într-o deplasare omogenă liniile paralele din starea nedeformată rămîn paralele și în starea deformată (fig. 4.10 *a, b*). Într-o deformare neomogenă, cel puțin unele din liniile drepte din starea nedeformată devin curbe sau frînte în starea deformată și cel puțin unele din liniile paralele devin neparalele (fig. 4.10 *c, d*).

Descrierea numerică a deformării se face prin cantități denumite *strain*.

A. Cantități care exprimă schimbarea în lungime:

Alungirea unei linii (ε) este raportul dintre lungimea rezultată după deformare și lungimea de referință din starea nedeformată. Se exprimă astfel:

$$\varepsilon = \frac{l_d - l_n}{l_n} = \frac{\Delta l}{l_n} \qquad (4.12)$$

unde ε este alungirea; l_d — lungimea deformată; l_n — lungimea nedeformată.

Scurtarea unei linii (S) este raportul dintre lungimea sa deformată și lungimea nedeformată:

$$S = \frac{l_d}{l_n} = 1 - \varepsilon \qquad (4.13)$$

B. Cantități care exprimă forfecarea:

Strainul de forfecare (γ). Cantitatea prin care liniile unei familii date au fost forfecate (=alunecate unele în raport cu celelalte). Este conven-

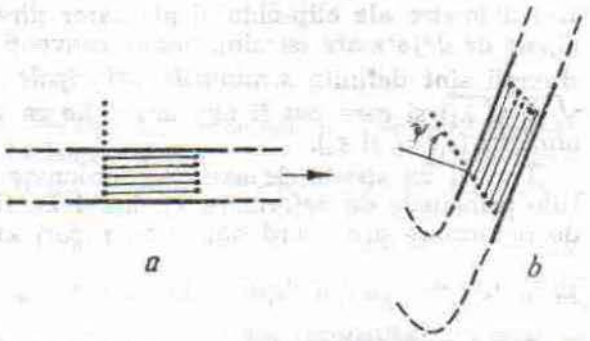


Fig. 4.11 — Familie de linii paralele la stratificație: *a* — în starea nedeformată; *b* — deformată prin forfecare; ψ = forfecare unghiulară.

țional descrisă prin observarea orientării finale a unei linii cu normala inițială la acele linii (fig. 4.11). Unghiul ψ este numit „forfecare unghiulară", iar tangenta lui se numește „strain de forfecare" ($\gamma = \operatorname{tg} \psi$). Convențional, strainul de forfecare este negativ, măsurat în sensul acelor de ceasornic și pozitiv în sensul invers acelor de ceasornic.

C. Cantități care exprimă schimbarea de volum:

Dilatarea (=strainul volumetric) (Δ) reprezintă raportul dintre volumul deformat și volumul inițial.

$$\Delta = \frac{V_d - V_n}{V_n} = \frac{\Delta V}{V_n},$$

unde V_d este volumul deformat, iar V_n — volumul nedeformat.

4.2.1. Elipsoid de deformare (=strain)

În orice deformare omogenă, particulele care sînt dispuse pe suprafața unei sfere în starea nedeformată vor sta pe suprafața unui elipsoid în starea deformată. A descrie această schimbare înseamnă a defini strainul în punctul respectiv, adică a compara forma și mărimea elipsoidului, cu forma și mărimea sferei inițiale.

Elipsoidul se numește *elipsoid de strain* sau cu un termen mai general *elipsoid de deformare*. În cazul deformației omogene, elipsoizii de deformare au aceleași forme și orientări în toate punctele corpului deformat. Cînd deformația este neomogenă, elipsoizii de deformare sînt di-

feriți de la un punct la altul, astfel încît există cîte un elipsoid care reprezintă strainul pentru fiecare punct din corpul deformat.

Elipsoidul de strain (=deformare) este un concept aplicabil la orice deformație, indiferent de cît de mare este scara la care se produce și în orice clasă de material. El nu reprezintă un concept restrictiv la deformările de mică amplitudine din corpurile elastice, așa cum se apreciază în unele lucrări de specialitate.

Elipsoidul de deformare are trei plane de simetrie, dispuse în unghi drept unul în raport cu celălalt, plane care se intersectează după cele trei diametre ale elipsoidului ale căror direcții se numesc *direcții principale de deformare* (strain), notate convențional cu λ_1, λ_2 și λ_3. Pe aceste direcții sînt definite *strainurile principale* (care au magnitudinile $\sqrt{\lambda_1}$, $\sqrt{\lambda_2}$, $\sqrt{\lambda_3}$) și care pot fi exprimate fie ca *scurtări* (S_1, S_2, și S_3), fie ca *alungiri* (ε_1, ε_2, și ε_3).

Pentru un sistem de axe de coordonate x, y și z, paralele cu direcțiile principale de deformare λ_1, λ_2, și λ_3, fiecare punct de pe elipsoidul de deformare are coordonatele în raport cu deformările principale exprimate prin ecuația elipsoidului de deformare: $\frac{x^2}{\lambda_1} + \frac{y^2}{\lambda_2} + \frac{z^2}{\lambda_3} = 1$

Planele din elipsoid care conțin două direcții principale se numesc *plane principale de defromare* și ele intersectează elipsoidul de deformare după elipse. Orice elipsoid cu cele 3 axe inegale are două secțiuni centrale ce intersectează elipsoidul în cercuri, numite *secțiuni circulare* ale elipsoidului de deformare.

4.2.2. Strainuri asociate cu deformări omogene

Deformările omogene de volum constant cuprind cîteva tipuri de strain:

Strain uniaxial, cînd deformarea se produce numai după o singură direcție, celelalte două rămînînd egale cu diametrul sferei inițiale. În acest caz, se vorbește de *extensiune axială* cînd are loc alungirea pe o direcție (elipsoidul de strain este un sferoid prolat) și de *scurtare axială* cînd are loc scurtarea pe direcția de deformare (elipsoidul de strain este un sferoid oblat).

Strain biaxial (plan), cînd o rază a elipsoidului este egală cu raza sferei inițiale, pe celelalte două direcții avînd loc o extensiune și o scurtare. Elipsoidul de strain este un elipsoid triaxial.

Strain triaxial (=strain general), cuprinde extensiunea sau scurtarea direcțiilor principale de deformare, elipsoidul de strain fiind triaxial.

Dacă se ia în considerare și orientarea în raport cu starea nedeformată, deformarea omogenă se poate exprima prin noțiunile de forfecare pură (=pure shear) și forfecare simplă (=simple shear).

Forfecarea pură este o deformație omogenă cuprinzînd fie un strain plan, fie un strain general în care liniile paralele cu axele principale ale elipsoidului au aceeași orientare înainte și după deformare, astfel încît nu are loc nici o rotație de-a lungul direcțiilor principale.

Forfecarea simplă este o deformare omogenă cu volum constant cuprinzînd un strain plan, care produce o schimbare în orientarea liniilor materiale (adică o deformație rotațională) de-a lungul a două axe principale. Pe cea de a treia direcție liniile rămîn paralele în starea deformată și nedeformată.

4.2.3. **Strain și deformare**

Starea de strain într-un corp de roci deformat omogen este complet diferită dacă se determină orientarea și mărimile strainurilor principale, mai exact poziția în spațiu și dimensiunile elipsoidului derivat dintr-o sferă cu rază unitară.

Pentru a defini complet *deformarea* trebuie să cunoaștem și orientarea inițială a unor linii din corpul nedeformat în raport cu direcțiile principale ale elipsoidului de strain, precum și poziția inițială a unor particule din corpul deformat. Numai în acest mod putem reconstitui „cîmpul de deplasare" care definește deformarea.

Orientarea inițială a direcțiilor principale poate fi exprimată printr-o rotație, iar poziția inițială a unei particule în raport cu poziția sa finală printr-o translație.

Orice deformare omogenă poate avea trei componente: strain, rotație și translație.

Există cazuri în care una sau două din cele trei componente pot fi zero, rezultînd tipuri particulare. Astfel cînd translația este componentul diferit de zero celelalte fiind zero, deformația se numește *translația corpului rigid* sau *translație pură*, iar cînd rotația este singurul component diferit de zero deformația se numește *rotația corpului rigid* sau *rotație pură*. Dacă strainul este singurul component diferit de zero, deformarea se numește *strain pur*.

Încercarea de a stabili dacă o deformare este un strain pur sau un tip mai general care cuprinde componente de translație sau rotație diferite de zero depinde de modul în care alegem cadrul de referință. Astfel o deformare geologică este corect clasată dacă reușim să stabilim cu precizie cadrul de referință înainte și după deformare. Cum această alegere este de cele mai multe ori arbitrară, alegem cadrul de referință cu originea în centrul elipsoidului de strain și cu axele astfel orientate încît să corespundă cu direcțiile principale și cele două componente, de translație și rotație, să devină zero. În acest fel reducem deformarea la un strain pur. Cînd analizăm rocile în afloriment și încercăm să determinăm deformarea, singurul component care poate fi reconstituit este strainul, celelalte fiind foarte greu de reconstituit. Pentru acest motiv geologii utilizează în mod obișnuit termenii de strain și deformare ca și cum ar fi sinonimi.

4.3. RĂSPUNSUL ROCILOR LA ACȚIUNEA STRESSULUI

4.3.1. Stadii de deformare

Un corp de roci supus la acțiunea unui sistem de stress poate avea o reacție extrem de variabilă, funcție de condițiile fizice ale deformării. Nu există o teorie uniformă care să descrie răspunsul rocilor la acțiunea stressului, dar în analiza deformării se încearcă determinarea diferitelor stadii apropiate de clasele ideale de răspuns (elastic, plastic, vîscos, ruptural etc.).

Deformarea elastică reprezintă tipul de comportare a unor materiale care se deformează instantaneu la acțiunea unor forțe orientate și revine la starea inițială după încetarea acestor forțe. Relația între stress și deformare este liniară; comportarea, denumită elasticitate Hookiană, este dată de expresia

$$\sigma = E \cdot \varepsilon,$$

în care σ este stressul; ε — deformarea; E — modulul lui Young (=modulul de elasticitate) dacă deformația este o extensiune sau scurtare simplă.

Dacă deformația este o forfecare simplă, atunci se definește *modulul de rigiditate* G drept raportul dintre stressul de forfecare și deformarea de forfecare.

Pentru o presiune hidrostatică uniformă care produce o dilatare uniformă este definit *modulul volumetric* („bulk") sau *de incompresibilitate* K ca raportul dintre presiunea hidrostatică și dilatare. *Coeficientul (raportul) lui Poisson* (ν) reprezintă raportul dintre deformarea transversală (=contracția laterală) și deformarea axială (=extensiune longitudinală). Între aceste patru cantități există relația

$$G = \frac{E}{2(1+\nu)} = \frac{3k(1-2\nu)}{2(1+\nu)} \qquad (4.14)$$

Rocile, în general, nu au o comportare perfect elastică, în sensul că după îndepărtarea stressului revenirea nu este instantanee, ci deformarea mai continuă un timp și apoi descrește exponențial cu timpul pînă revine la starea inițială. O astfel de comportare se numește comportare *neelastică* (=anelastică) și de aceasta trebuie să se țină seamă în multe probleme ale mecanicii rocilor (Jaeger and Cook, 1969). Tot comportarea anelastică este cea care conduce la atenuarea rapidă a undelor seismice care traversează mantaua superioară a Pămîntului.

Deformarea vîscoasă (=Newtoniană) este funcție de timp și constă dintr-o deformare cu viteză constantă la solicitarea unui stress dat. O astfel de comportare se poate exprima prin relația $\sigma = \eta\dot{\varepsilon}$ (unde $\dot{\varepsilon}$ este rata de deformare și η —vîscozitatea).

După dispariția stressului, deformația conservă valoarea pe care a atins-o. Astfel de comportări au agregatele policristaline (cum sînt rocile), care se deformează prin difuziune la temperaturi înalte (1 000—1 500°C), cum se pot întîlni în mantaua superioară.

Deformarea plastică este caracteristică unor materiale care se deformează continuu, într-o manieră permanentă, cînd stressul a depășit o anumită valoare. Dacă stressul este îndepărtat materialul nu-și revine la forma inițială, deformarea fiind conservată la valoarea atinsă.

În experiențele de laborator, răspunsul rocilor la acțiunea stressului este mai complicat decît vîscozitatea sau plasticitatea ideală. În cele mai multe cazuri rocile suferă deformații permanente prin rupere în fragmente pe direcții paralele cu axa de încărcare sau pe falii înclinate. Acest tip de deformație, în care rocile se deformează prin dezvoltarea discontinuităților marcante care întrerup coeziunea rocii se numește *comportare casantă* (fig. 4.12 *b*). Tipul opus de deformație cînd rocile se deformează prin distribuirea deformării (strainului) în întreaga masă deformată se numește *comportare ductilă* (fig. 4.12 *d*).

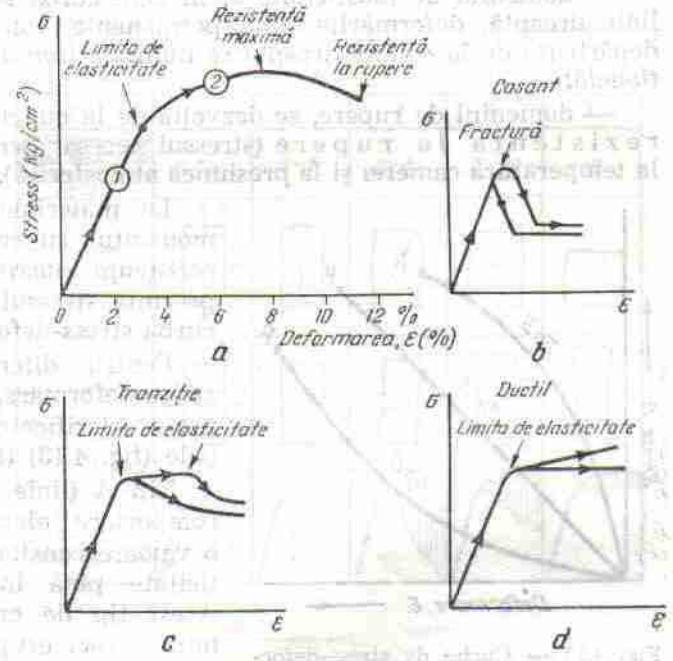


Fig. 4.12 — Curbe de stress-deformare generalizate:
a — cazul general (1 — domeniul de elasticitate; 2 — domeniul de plasticitate); *b* — comportare casantă; *c* — comportare de tranziție casant-ductil; *d* — comportare ductilă.

Dacă presiunea litostatică este crescătoare, comportarea unui tip particular de rocă trece prin stadii de tranziție între comportarea casantă și cea ductilă, denumită *tranziție casant-ductilă* (fig. 4.12 *c*), aceasta depinzînd de presiunea litostatică, temperatură și rata deformării.

4.3.2. Diagrama stress-deformare

Relația care există între stress și deformare este exprimată de obicei printr-o diagramă în care pe ordonată este reprezentat stressul σ sau diferența de stress (σ_1—σ_2), în cazul testelor de laborator (uniaxiale, biaxiale sau triaxiale), iar pe abscisă deformarea(strainul) exprimată în procente (fig. 4.12*a*).

Forma diagramelor este extrem de variată de la un tip de rocă la altul, precum și în cadrul aceluiași tip de rocă funcție de diferiți factori.

Pentru comportările ideale (comportare casantă și ductilă) precum și cele de tranziție casant-ductil, curbele tipice au formele din fig. 4.12.

În examinarea unei curbe generalizate (fig. 4.12 *a*) se pot remarca domeniile de comportare la creșterea continuă a stressului și anume:

— domeniul de elasticitate *1*, în care curba stress-deformare este dreaptă ce se dezvoltă pînă la nivelul la care prin îndepărtarea stressului materialul nu mai revine la forma inițială;

— domeniul de plasticitate *2*, în care curba se îndepărtează de la o linie dreaptă, deformările fiind permanente. Punctul în care curba se depărtează de la o linie dreaptă se numește *limita de elasticitate proporțională;*

— domeniul de rupere, se dezvoltă de la punctul la care a fost atinsă rezistența la rupere (stressul necesar pentru a produce ruperea la temperatura camerei și la presiunea atmosferică).

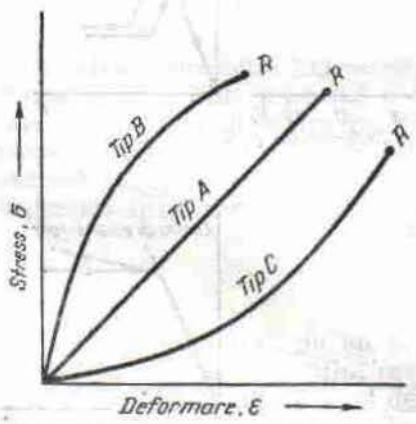


Fig. 4.13 — Curbe de stress-deformare (*R* — punctul de rupere).

La materialele ductile, stressul în momentul ruperii este mai mic decît *rezistența maximă (ultimă)*, care reprezintă stressul cel mai ridicat de pe curba stress-deformare.

Pentru diferite roci, curbele de stress-deformare, funcție de forma lor, pot fi clasificate în trei categorii principale (fig. 4.13) (Lama, Vutukuri, 1978).

Tip *A* (linie dreaptă), care arată o comportare elastică, liniară, indicînd o valoare constantă a modulului de elasticitate pînă în punctul de rupere. Acest tip de curbă este caracteristic multor roci eruptive (bazalte, diabaze, gabbrouri), cuarțitelor, gresiilor și calcarelor foarte dure etc.

Tip *B* (convexă spre axa de stress), care arată că există o deformare importantă cu orice creștere a stressului. Valoarea modulului de elasticitate este mai mare în stadiile timpurii ale creșterii stressului și apoi continuă să descrească. Astfel de comportare este caracteristică rocilor moi (șisturi argiloase, siltite, tufuri, calcare moi etc.).

Tip *C* (convexă spre axa de deformare), o curbă care indică o descreștere a deformării la orice creștere a stressului. Valoarea modulului de elasticitate este mai mică la începutul încărcării (creșterii stressului) și apoi continuă să crească. O astfel de comportare o au gresiile, cărbunii (cînd încercările se fac perpendicular pe planele de stratificație), sarea și unele roci metamorfice.

În practică s-a constatat că la majoritatea rocilor curba de stress-deformare este o combinație de aceste trei tipuri de curbe ideale.

4.3.3. **Mecanisme de deformare**

Rocile și mineralele, deformate la o serie mare de presiuni și temperaturi, prezintă o gamă largă de comportări macroscopice și microscopice, care se încadrează în trei mari categorii:

— fracturi de extensiune, caracteristice comportărilor extrem de casante;

— falii, caracteristice comportărilor de tranziție de la casant la ductil;

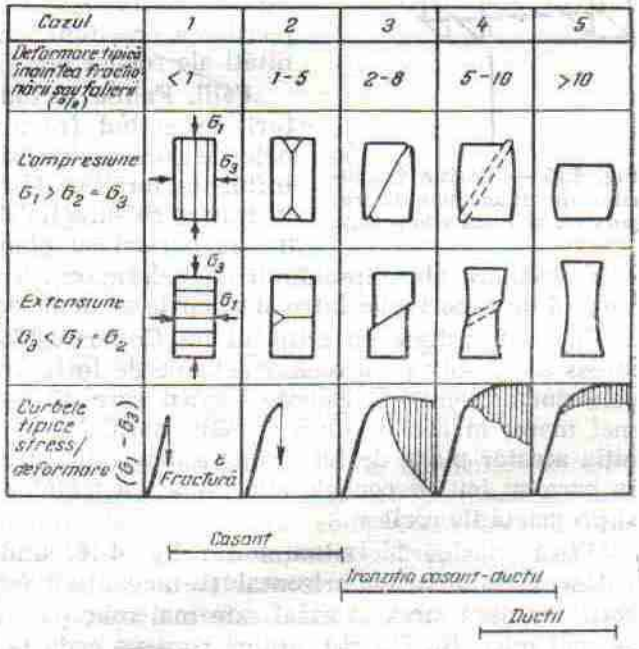


Fig. 4.14 — Reprezentarea schematică a tranzițiilor de la comportare casantă la deformare ductilă.

— deformare ductilă (curgere uniformă), în cazul comportărilor din domeniul plastic.

Toate rocile și mineralele pot trece de la comportări casante la intermediare și apoi ductile în condițiile creșterii presiunii și(sau) tem-

peraturii. La presiuni și temperaturi joase tind să predomine fracturile de extensiune, la presiuni și temperaturi intermediare predomină faliile, iar la presiuni și temperaturi ridicate predomină deformările ductile (fig. 4.14). Între cele trei tipuri de comportări pare să existe o trecere gradată.

Fracturi de extensiune. La presiune atmosferică (=sarcină geologică zero), materialele casante supuse unui stress compresiv vor ceda pe suprafețele paralele la apăsarea compresivă, formîndu-se fracturi de extensiune (fig. 4.15).

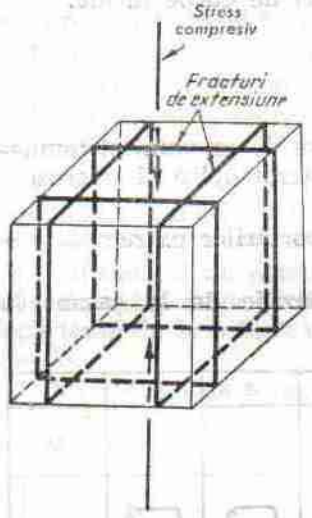


Fig. 4.15 — Poziția fracturilor de extensiune în raport cu stressul compresiv.

Dacă se aplică un stress compresiv pe două suprafețe ale unui cub, rezultă pe fețele libere stressuri tensive și se formează fracturi de extensiune paralele cu aceste fețe libere (fig. 4.15).

În natură este practic imposibil să existe stressuri tensionale la adîncimi ce depășesc cîteva sute de metri. Fracturi de extensiune se formează atunci cînd concentrarea de stress este suficientă pentru a depăși presiunea litostatică, aceasta petrecîndu-se la adîncimi mici. Formarea fracturilor de extensiune este legată de condiții particulare de comportare a rocilor: pierderea coeziunii, oboseala rocilor, neomogenități ale rocilor etc.

Falii. Faliile includ toate tipurile de fracturi, excepțînd fracturile de extensiune. Planele de rupere reprezintă plane de cedare sub influența forțelor de forfecare, plane înclinate în raport cu direcția de acțiune. Faliile se formează paralel cu planele de forfecare (secțiunile circulare ale elipsoidului de deformare), a căror poziție este condiționată de raporturile între stressurile ce acționează.

În conformitate cu criteriul lui Coulomb-Mohr, cînd este aplicat un stress compresiv pe o rocă, fracturile de forfecare se dezvoltă paralele cu cele două plane echivalente pentru care stressul de forfecare este cel mai mare; în același timp stressul normal este cel mai mic posibil. Poziția acestor plane de forfecare se determină utilizînd cercurile lui Mohr, la care se iau în considerație, în afara forțelor de stress ce acționează, și proprietățile rocilor.

Dacă considerăm situația din fig. 4.16, unde punctul A reprezintă valoarea unui stress orizontal (=tangențial) (σ_1) la care este supus o roca, iar dacă stressul axial este mai mic, (cu valori succesive din ce în ce mai mici, B_1, B_2, B_3), atunci roca va ceda la valoarea de stress egală cu B_3 (σ_3) cînd cercul devine tangent la înfășurătoare, iar planele de cedare sînt paralele cu D_1B_3 și D_2B_3. În felul acesta rezultă falii inverse, valoarea stressului din B_3 reprezentînd stressul axial pentru faliere inversă (σ_3) la un stress orizontal (σ_1) corespunzător punctului A.

Pentru același stress orizontal corespunzător punctului A, pentru a se forma o falie normală stressul axial va crește succesiv (C_1, C_2, C_3, C_4) până cînd cercul devine tangent la înfășurătoare, corespunzător stressului de valoarea C_4 (care devine astfel σ_1, în timp ce stressul din A devine σ_3). Planele de cedare care vor deveni falii normale sînt paralele cu E_1A și E_2A (fig. 4.16).

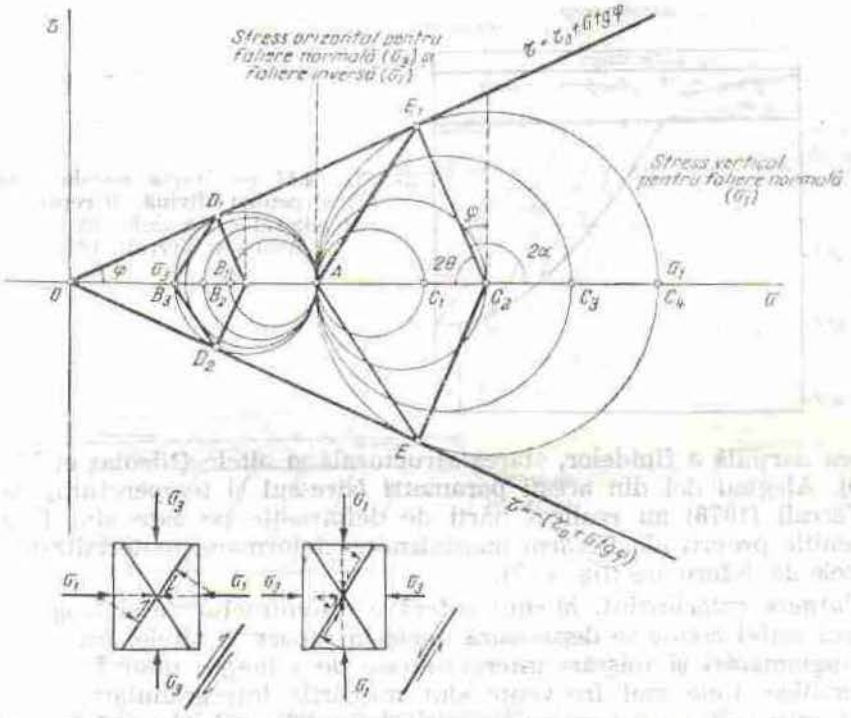


Fig. 4.16 — Diagrama lui Mohr arătînd variațiile în stressul orizontal în raport cu stressul vertical pentru condițiile de faliere normală sau inversă; B_1 — stressul orizontal pentru faliere normală; C_4 — stressul orizontal pentru faliere inversă, la un stress vertical constant; (A)=sarcina geologică.

Deformare ductilă (=curgere uniformă). Tipul de deformare în care rocile se deformează prin distribuirea strainului într-o manieră uniformă în întreaga masă deformată se numește comportare ductilă. Conceptul de *ductilitate* se aplică la stări sau materiale ce sînt statistic omogene, în timp ce mecanismele de deformare trebuie să fie considerate la o scară mai redusă și anume aceea a „unităților de curgere" (flow units) care pot fi:

— fragmente de rocă sau cristale, ale căror mișcări relative dau naștere curgerii cataclastice;

— cristale, a căror mișcare relativă dă naștere la curgeri superplastice;

— domeniul intracristalin a cărui mișcare prin jocul deplasării dislocațiilor sau maclelor corespunde curgerii plastice;

— atomii, moleculele sau lacunele din rețeaua cristalină, a căror mișcare corespunde curgeri prin difuziune.

Din această analiză decurg patru mecanisme de deformare, ale căror domenii de acțiune depind de stress, temperatură, presiune totală, pre-

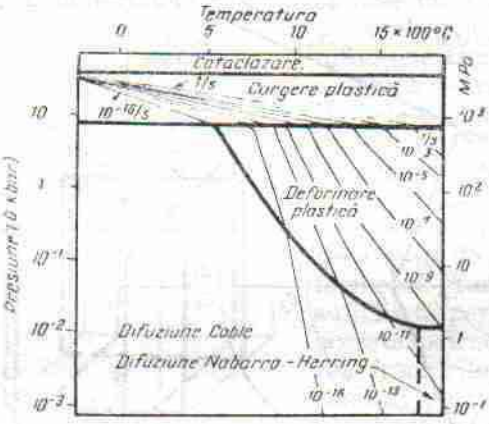


Fig. 4.17 — Harta de deformație (T, σ) pentru olivină cu reprezentarea vitezelor de deformație (după Ashby și Verrall, 1978).

siunea parțială a fluidelor, starea structurală și altele (Nicolas et Vialon, 1980). Alegînd doi din acești parametri (stressul și temperatura) Ashby și Verrall (1978) au realizat hărți de deformație pe care sînt figurate domeniile proprii ale fiecărui mecanism de deformare, materializate prin vitezele de deformare (fig. 4.17).

Curgere cataclastică. Mediul suferă o microfracturare și fragmentele de roci astfel create se deplasează unele în raport cu altele. Au loc zdrobiri, aglomerări și mișcări intergranulare de-a lungul unor fracturi nesistematice. Cele mai frecvente sînt mișcările intergranulare, care cuprind mișcările dintre granulele rocii (minerale, cristale sau fragmente ale acestora) care au loc pentru ca roca respectivă să-și acomodeze forma la eforturile tectonice la care este supusă. În felul acesta fiecare granul se poate deplasa sau roti în comparație cu vecinii, independent sau în grup, sau se poate rupe. În funcție de apariția forțelor de frictiune și de dilatare ce acompaniază fracturarea este necesară o presiune mai mare pentru a se produce mișcarea intergranulară, ceea ce sugerează că acest tip de curgere este mai sensibil la creșterea presiunii litostatice decît la temperatură.

Rocile care suferă astfel de deformări au structuri cataclastice sau milonitice, formînd grupa cataclazitelor.

Curgerea plastică. Cristalele se deformează prin alunecare pe plane de dislocații, prin cutare și maclare, la temperatură joasă și prin alunecare și creștere a dislocațiilor la temperatură înaltă. Modurile de alunecare sînt diverse, funcție de condițiile solicitării. Alunecarea se petrece de-a lungul unor plane de alunecare, prin așa-numitele *mișcări intra-*

granulare, distingîndu-se alunecări prin translație și de maclare. În alunecarea prin translație păturile de atomi au alunecat cu o distanță egală cu un multiplu de distanțe interatomice, forma rețelei atomice rămînînd neschimbată (fig. 4.18 *b*). La alunecarea de maclare, planul de alunecare se găsește la o distanță interatomică între cele două pături care se deplasează. În acest fel rețeaua părții deplasate din cristal este schimbată

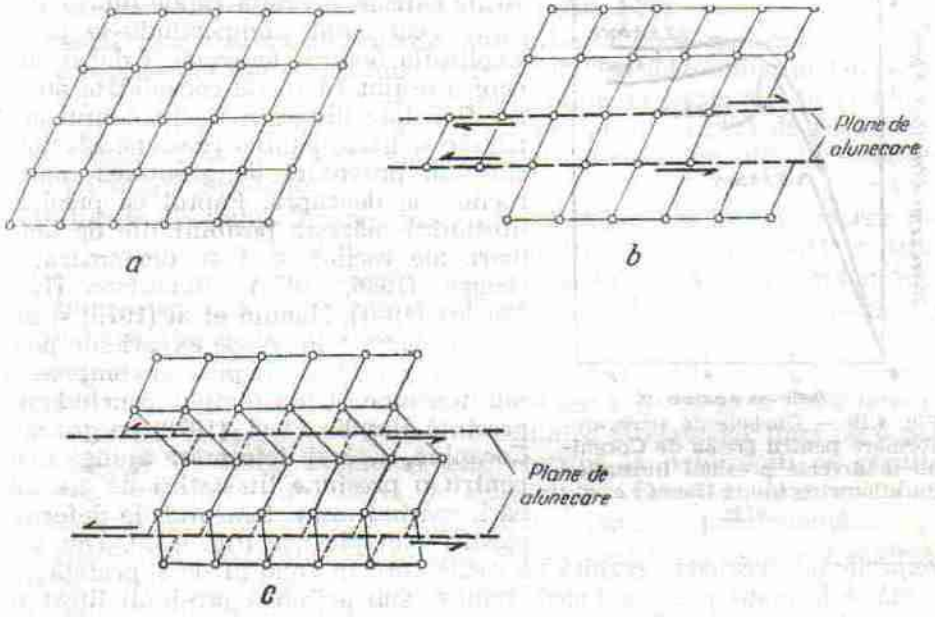


Fig. 4.18 — Mișcări intragranulare:
a — rețeaua cristalină nedeformată; *b* — alunecare de translație; *c* — alunecare de maclare.

în mod simetric cu cea rămasă nedeplasată (fig. 4.1 *c*). Numărul și direcția planelor de alunecare depind de fiecare mineral în parte.

Curgerea superplastică. În acest tip de curgere cristalele alunecă unele pe altele (alunecare pe jocuri de granule). Mecanismul devine activ din momentul în care difuziunea de-a lungul jocurilor (=difuziunea Coble) intervine cu eficacitate pentru a îndepărta obstacolele alunecării și anume la temperaturi ridicate și pentru talii mici ale granulelor.

Curgere prin difuziune în volum. Deformarea se produce prin acțiunea difuziunii, care conduce la formarea lacunelor (golurilor) în rețeaua cristalină. Lacunele pot migra în interiorul rețelei; golurile și sursele sînt atunci jocurile granulelor (mecanismul Nabarro-Herring) sau subjocuri (mecanismul Friedel). Lacunele pot de asemenea să migreze în lungul jocurilor de granule. Ca mecanism autonom de curgere, difuziunea cere temperaturi ridicate și stressuri slabe; nu a fost cu adevărat identificată în roci pentru că probabil nu dă structuri distincte.

4.3.4. Factorii care controlează comportarea rocilor

Condițiile în care reacționează rocile la acțiunea stressului sînt foarte diferite funcție de mai mulți factori, cum sînt presiunea litostatică, temperatura, timpul, soluțiile din pori, anizotropia etc.

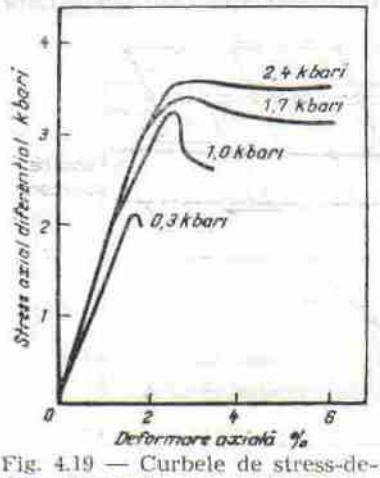


Fig. 4.19 — Curbele de stress-deformare pentru gresia de Cocanino la diverse presiuni litostatice (în kilometri) (după Handin et al., 1972).

Influența presiunii litosferice. Încă de mult geologii au fost frapați de faptul că rocile care se prezintă rigide (dure) și casante s-au cutat, comportîndu-se plastic. Explicația acestui fenomen a dat-o Heim care a arătat că rocile consolidate au putut fi cutate deoarece în momentul cutării, ele se găseau sub o presiune litostatică ridicată, provocată de greutatea mare a rocilor de deasupra. Faptul că presiunea litostatică mărește posibilitățile de deformare ale rocilor a fost demonstrat de Griggs (1936, 1951), Robertson (1952), Balsley (1941), Handin et al (1972) și alții, care au făcut numeroase experiențe pe diverse tipuri de roci supuse la compresiune sau tensiune. Un exemplu concludent îl prezintă Handin et al. (1972) pe gresia de Cocanino, a cărei deformare ajunge la 6% pentru o presiune litostatică de 2,4 kilobari, mărind mult domeniul de deformări elastice sau plastice (fig. 4.19). Din toate experiențele realizate rezultă că rocile care în condiții de suprafață prezintă deformații plastice foarte reduse, sub acțiunea presiunii litostatice din ce în ce mai mari pot prezenta deformări plastice remarcabile ca rezultat al stressurilor de compresiune sau de tensiune.

Influența temperaturii. Efectele temperaturii asupra proprietăților mecanice ale rocilor sînt mai mici decît ale presiunii, temperatura facilitînd, totuși, deformația, rocile devenind mai ductile.

Experiențe făcute pe multe tipuri de roci, între care și marmura de Yule, au arătat că pe măsură ce crește temperatura (de la temperatura camerei pînă la 150°C) limita de elasticitate coboară de la 2 000 kg/cm² la 1 000 kg/cm². Pentru a produce o deformare de 10% este necesar un stress compresiv de 3 000 kg/cm² la 150°C și de 4 500 kg/cm² la temperatura camerei. Rezultatele sînt și mai spectaculoase dacă experien-

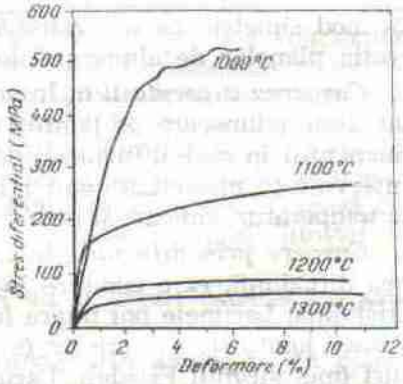


Fig. 4.20 — Curbe tipice de stress-deformare pentru dunitul de Anita Bay, arătînd influența temperaturii (după Chopra și Paterson, 1981).

țele se fac la temperaturi ridicate. Încercările efectuate pe dunitul de Anita Bay (Australia) arată curba stress-deformare mult schimbată dacă temperatura crește de la 1 000° la 1 300°C. Astfel dacă la o temperatură de 1 000°C, stressul diferențial necesar ruperii este de 500 MPa iar deformarea atinge 6%, pentru o temperatură de 1 300°C stressul diferențial este de numai 50 MPa, deformarea este de 11%, din forma curbei remarcîndu-se creșterea domeniului de deformare plastică foarte mult, curba devenind aproape paralelă cu abscisa (fig. 4.20).

Relația temperatură-deformație este diferită dacă realizăm încercări prin compresiune sau extensiune. Este posibil ca la o anumită temperatură un tip de rocă casantă să devină ductilă la încercări de compresiune, dar să rămînă casantă la extensiune. La alte tipuri de rocă creșterea temperaturii le mărește domeniul de plasticitate atît la compresiune cît și la extensiune.

Influența timpului. Timpul joacă un rol important în deformarea rocilor. De mult se știe că majoritatea corpurilor ce se prezintă ca substanțe casante la acțiuni mecanice de scurtă durată, se comportă plastic la acțiuni mecanice de durată mare. Fenomenul este bine cunoscut la metale la care se definește *limita de oboseală*.

În geologie sînt foarte importante stressurile mici care acționează continuu timp îndelungat. În multe situații are loc o *curgere lentă (creep)* care se referă la deformații lente sub acțiunea stressurilor mici pe o perioadă lungă de timp. Termenul este restrins la deformații ce rezultă din stressuri aflate sub limita de elasticitate. Creep-ul este un efect combinat al unei deformări elastice cu o deformare permanentă.

Experiențele au arătat că timpul reduce rezistența ultimă (maximă) pînă la o anumită valoare, rezistența aceasta cea mai coborîtă purtînd denumirea de *rezistență fundamentală*.

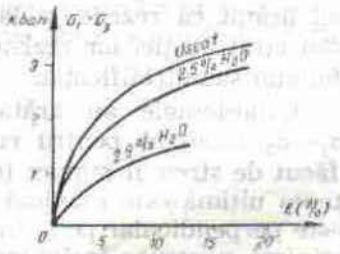


Fig. 4.21 — Curba stress-deformare a marmorei de Yule în prezența unei cantități variabile de apă (σ_3=5 kbari; t=300°C) (după Griggs, 1951).

Influența fluidelor de impregnație. Majoritatea încercărilor de deformare se fac în stare uscată; acest tip de deformație este un caz limită al deformației geologice. Cele mai multe roci au structuri susceptibile de a conține fluide (apă, hidrocarburi etc.). Aceste fluide se găsesc, în general, la presiuni superioare celor care implică o comunicare a lor cu suprafața sau pînzele superficiale și în multe situații această presiune este egală sau ușor mai mare decît presiunea litostatică.

Experiențe făcute în prezența fluidelor arată că acestea au o mare influență asupra deformării plastice a rocilor. Atunci cînd fluidele dau reacții chimice cu rocile înconjurătoare deformațiile sînt mult mai importante. Experiențele făcute de Griggs (1940) asupra alabastrului arată următoarele: alabastrul uscat supus la un stress de compresiune de

205 kg/cm² s-a scurtat cu 0,15% după 40 zile; în prezența apei, la același stress, s-a scurtat cu 1,8% în 36 zile, iar cu acid clorhidric cu 2,3% în 20 zile, după care s-a rupt. O altă experiență efectuată tot de Griggas (1951) asupra unui calcar (marmora de Yule) aflat la o temperatură de 300°C și o presiune de 5 000 bari, căruia i se aplică un stress diferențial se deformează în stare uscată, cu 0,5% H_2O și apoi cu 2,9% H_2O după curbele din fig. 4.21. Aceste experiențe arată că rocile devin mai ușor deformabile în prezența fluidelor.

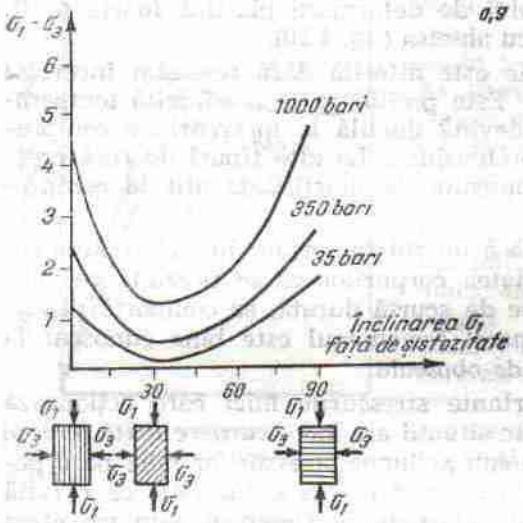


Fig. 4.22 — Curbe ilustrînd variația rezistenței ultime în funcție de înclinarea șistuozității la un șist supus compresiunii.

Influența anizotropiei rocilor. Multe din experiențele descrise s-au referit la materiale izotrope, la roci ale căror proprietăți mecanice sînt uniforme în toate direcțiile. În general rocile nu sînt izotrope; astfel la toate rocile sedimentare, stratificația determină o anizotropie, iar la rocile cristaline anizotropia este datorată foliației și liniației.

Rezistența în astfel de roci depinde de orientarea forțelor aplicate în raport cu structurile planare ale rocilor. Experiențele au arătat că rezistența la compresiune crește perpendicular pe foliație sau stratificație, iar rezistența la tensiune crește pe direcție paralelă cu foliația sau stratificația.

Experiențele au arătat (Donath, 1963) că pentru un șist valoarea $\sigma_1 - \sigma_3$ necesară pentru rupere variază considerabil funcție de unghiul făcut de stressul maxim (σ_1) cu șistozitatea (fig. 4.22). De notat că rezistența ultimă este maximă cînd σ_1 este perpendicular pe șistozitate și minimă pentru o înclinare de 30° (fig. 4.22).

De asemenea s-a constatat, tot prin experiențe (Donath, 1961), că unghiurile planelor de forfecare ale rocilor supuse la compresiune este diferit pentru același tip de rocă funcție de unghiul făcut de direcția principală de efort cu clivajul sau stratificația (fig. 4.23).

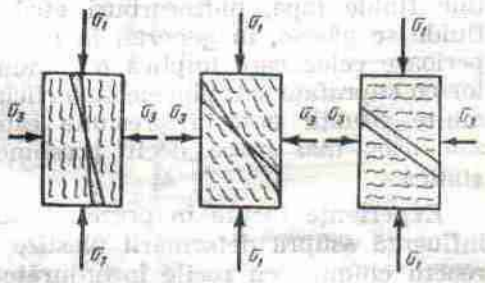


Fig. 4.23 — Efectul stratificației asupra unghiului planelor de forfecare.

5. STRUCTURI CUTATE. PROCESE DE CUTARE

5.1. ELEMENTELE GEOMETRICE ALE CUTELOR

O cută este orice curbură sau îndoitură a unei suprafeţe geologice, în cazul cel mai frecvent a unei suprafeţe de stratificaţie. Termenul cută se aplică atît pentru indicarea unei suprafeţe avînd convexitatea orientată într-un singur sens cît şi întregului volum de roci care prezintă o curbare sau îndoire în sensul respectiv.

De regulă, în natură cutele apar asociate astfel încît urmărind dezvoltarea în spaţiu a unei suprafeţe cutate constatăm că aceasta îşi inversează succesiv sensul convexităţii. În funcţie de sensul în care este orientată convexitatea, făcînd abstracţie de vîrsta stratelor, se disting: cute *antiforme*, care au convexitatea îndreptată în sus; cute *sinforme*, la care convexitatea este îndreptată în jos; cute *neutrale* sau *orizontale*, la care convexitatea este orientată pe orizontală. În cazul în care se cunoaşte vîrsta relativă a stratelor din alcătuirea cutelor putem deosebi *cute anticlinale*, sau simplu *anticlinale*, la care în partea concavă sau centrală se găsesc roci din ce în ce mai vechi, şi *sinclinale*, care prezintă în partea

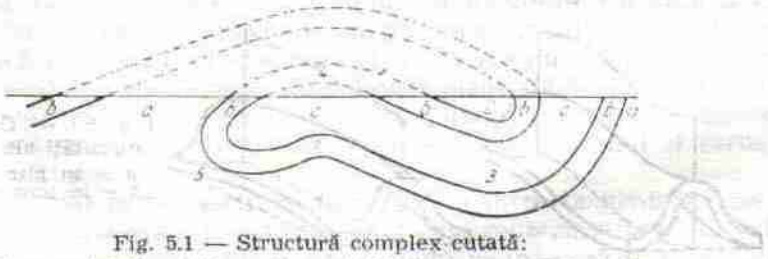


Fig. 5.1 — Structură complex cutată:
1 — anticlinal antiform; *2* — anticlinal sinform (răsturnat); *3* — sinclinal sinform; *4* — sinclinal antiform (răsturnat); *a*, *b*, *c* — vîrsta relativă a stratelor.

concavă roci din ce în ce mai tinere. În cazul unei suprafeţe complex cutate pot exista anticlinale sinforme ca şi sinclinale antiforme (fig. 5.1).

Forma suprafeţelor cutate variază în limite largi. Astfel în cadrul suprafeţelor cutate se pot distinge sectoare plane, hemicilindrice, conice, hemisferice sau cu o curbură complexă.

În analiza morfologiei structurilor rezultate în urma cutării unor strate se disting o serie de elemente geometrice ale cutelor, după cum urmează.

Astfel linia care unește punctele de maximă curbură (cu rază de curbură mică) a suprafeței unui strat din constituția unei cute este *șarniera* sau *axa* cutei respective. La cutele care prezintă o rază de curbură

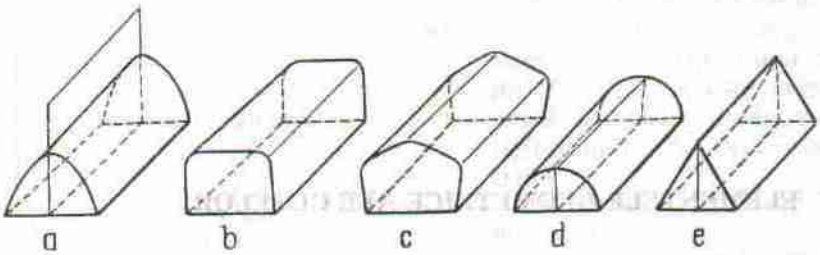


Fig. 5.2 — Aspecte ale zonelor de șarnieră ale cutelor:
a — cută cu o șarnieră; *b* — cută cu două șarniere; *c* — cută cu trei șarniere; *d* — cută cu rază de curbură constantă; *e* — cută cu rază de curbură nulă.

constantă pe un anumit interval, șarniera este linia care împarte intervalul respectiv în două părți egale. În acest caz zona de curbură constantă se numește zonă sau arie de șarnieră (fig. 5.2, *d*). În cazul cutelor la care stratele prezintă o îndoitură bruscă în unghi de diedru, raza de curbură în șarnieră este nulă (fig. 5.2, *e*).

Ținînd seama de marea varietate morfologică a cutelor trebuie precizat că pe lîngă cazul mai frecvent al cutelor cu o singură șarnieră se pot întîlni și cute cu două sau trei șarniere (fig. 5.2, *a*, *b*, *c*) sau cute fără nici o șarnieră (domuri, cuvete).

Urmărită longitudinal, șarniera unei cute poate fi rectilinie sau poate prezenta sinuozități în plan orizontal în cazul cutelor cu schimbări ale direcției, sau sinuozități în plan vertical, în cazul cutelor cu ridicări și coborîri axiale (fig. 5.3).

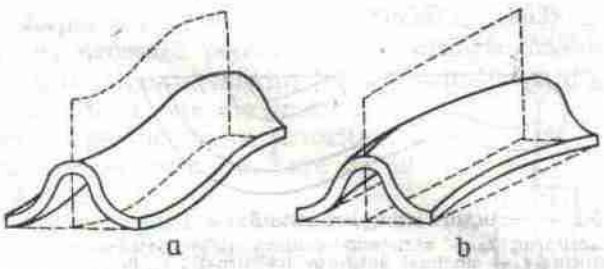


Fig. 5.3 — Cută cu sinuozități ale șarnierei:
a — în plan orizontal;
b — în plan vertical.

Suprafața (planul) care unește șarnierele tuturor stratelor din alcătuirea unui anticlinal sau sinclinal este numită *suprafață* sau *plan axial*. Intersecția planului axial cu planul vertical al unei secțiuni transversale reprezintă *urma axială*, iar proiecția pe harta geologică a liniei rezultate din intersecția planului axial cu suprafața topografică reprezintă *axa cartografică* a cutei.

Linia care unește punctele cele mai ridicate topografic ale suprafeței unui strat din cadrul unei cute anticlinale este *creasta* cutei respective. În cazul cutelor cu plan axial vertical linia de creastă coincide cu șarniera, în timp ce la cutele cu plan axial înclinat, ea diferă de șarnieră (fig. 5.4). În lungul unui anticlinal creasta poate să varieze ca altitudine.

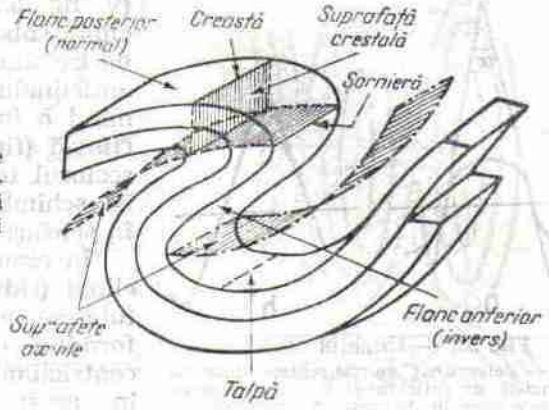


Fig. 5.4 — Relațiile dintre șarnieră, creastă și talpă, respectiv între suprafața axială și cea crestală în cadrul unei cute deversate.

În acest caz, punctul cel mai ridicat al crestei poartă numele de *apex* iar zona înconjurătoare constituie o *arie apicală*. Locul geometric al tuturor liniilor de creastă ale stratelor din cadrul unui anticilinal reprezintă *suprafața crestală*.

Linia care unește punctele cel mai coborîte topografic ale suprafeței unui strat din cadrul unui sinclinal reprezintă *linia de talpă*, iar locul geometric al tuturor liniilor de talpă ale unui sinclinal reprezintă *suprafața de talpă*.

Părțile laterale ale cutelor, caracterizate printr-o formă mai puțin curbată, adeseori plană, care unesc șarniera unui anticlinal cu șarnierele sinclinalelor alăturate se numesc *flancuri*. Se poate spune că un anticlinal și sinclinalul alăturat au un flanc comun. Limita dintre un anticlinal și sinclinalul alăturat poate fi trasată în lungul liniei de inflexiune a flancului comun, adică prin punctele de schimbare a sensului convexității flancurilor. În cazul în care flancul are o formă plană (fără o linie de inflexiune evidentă) limita între anticlinal și sinclinal se poate trasa, convențional, la jumătatea distanței dintre șarniera anticlinalului și șarniera sinclinalului alăturat.

Unghiul format într-o secțiune transversală între tangentele duse la punctele de inflexiune ale flancurilor unei cute reprezintă *unghiul cutei*. În cazul cutelor cu flancuri plane acest unghi se măsoară între dreptele trasate în prelungirea flancurilor (fig. 5.5).

Flancurile cutelor pot fi normale, cînd sînt constituite din strate în succesiune normală, sau inverse, cînd sînt formate din strate în poziție răsturnată. În cadrul cutelor la care planul axial nu este vertical unghiul format între planul axial și un plan vertical reprezintă unghiul de vergență, iar azimutul spre care se formează unghiul respectiv reprezintă sensul vergenței. Flancul situat în sensul vergenței se mai numește și

flanc anterior iar cel situat în sensul opus vergenței este numit *flanc posterior* (v. fig. 5.4).

În sectoarele cu relief plan orizontal, în care șarniera (axa) unei cute se menține într-un plan orizontal, cele două flancuri ale cutei respective sînt paralele în planul hărții geologice (v. fig. 5.2). Dacă șarniera unui anticlinal coboară sub planul orizontal (coborîre axială) cele două flancuri ale anticlinalului converg și se unesc formînd o *închidere* sau *terminație periclinală* (fig. 5.6 *a*). În *planul hărții* în sectorul terminației periclinale stratele își schimbă treptat direcția și înclină în sensuri divergente.

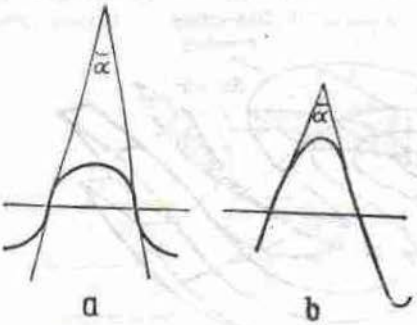


Fig. 5.5 — Unghiul cutei:
a — determinat de tangentele duse în punctele de inflexiune; *b* — între dreptele duse în prelungirea flancurilor.

În cazul ridicării șarnierei unui sinclinal (ridicare axială) flancurile acestuia se apropie treptat și se unesc formînd o închidere sau terminație centriclinală a cutei, stratele prezentînd în acest caz înclinări convergente (fig. 5.6, *b*). Unghiul format între linia de șarnieră a unei cute și proiecția ei pe un plan orizontal este *unghiul de plonj* al cutei respective (fig. 5.15).

Dimensiunile cutelor. Distanța orizontală între șarnierele a două anticlinale sau două sinclinale alăturate, măsurată perpendicular pe direcția acestora reprezintă *lungimea de undă*, iar distanța verticală între creasta unui anticlinal și dreapta care unește tălpile sinclinalelor alăturate este *înălțimea* sau *amplitudinea* cutei respective.

Într-o secțiune transversală (perpendiculară pe direcția axei) la o suprafață cutată se poate determina *lățimea bazei* și *lățimea desfășurată* a cutei. Prin lățimea bazei unui anticlinal se înțelege distanța orizontală între punctele cele mai coborîte ale sinclinalelor adiacente (l_b — fig. 5.7), iar prin lățimea desfășurată — distanța măsurată între aceleași puncte, în lungul flancurilor (l_d — fig. 5.7). Diferența dintre lățimea desfășurată și lățimea bazei ($l_d - l_b$) reprezintă *comprimarea (scurtarea) totală* sau *absolută*. Raportînd această diferență la lățimea desfășurată $\left(\frac{l_d - l_b}{l_d}\right)$ se obține *comprimarea relativă*, care poate fi exprimată în procente. Raportul dintre lățimea desfășurată și lățimea bazei $\left(\frac{l_d}{l_b}\right)$ exprimă *gradul de cutare*.

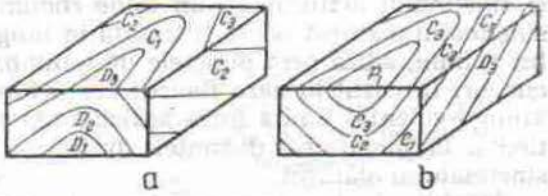


Fig. 5.6 — Terminațiile cutelor:
a — periclinală; *b* — centriclinală; *D* — Devonian; *C* — Carbonifer; *P* — Permian.

În cazul cutelor cu un flanc în poziție răsturnată (flanc invers) se poate determina și o lățime de acoperire (l_a — fig. 5.7) adică distanța orizontală între tangentele verticale duse la suprafața cutată a anticlinalului și la cea a sinclinalului adiacent.

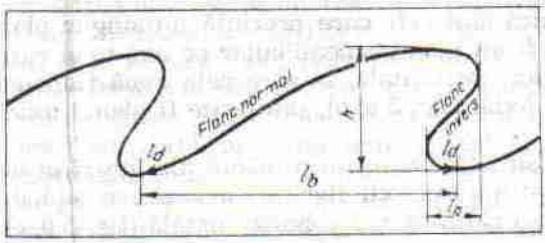


Fig. 5.7 — Dimensiunile cutelor în secțiune transversală:
l_b — lățimea bazei; l_d — lățimea desfășurată; l_a — lățimea de acoperire; h — înălțime.

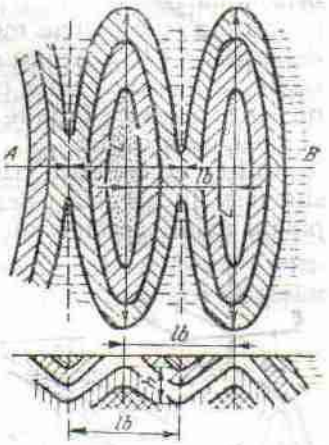


Fig. 5.8 — Dimensiunile cutelor în plan orizontal:
L — lungimea anticlinalului; l_b — lățimea bazei; AB traseul secțiunii geologice.

Lungimea unei cute este distanța măsurată pe orizontală în lungul planului axial între cele două terminații (închideri) ale unei suprafețe reper din cadrul cutei respective (fig. 5.8, *L*).

Trebuie subliniat faptul că dimensiunile definite mai sus se referă la o singură suprafață reper din cadrul unei cute. Pentru diferite suprafețe reper din cadrul aceleiași cute dimensiunile sînt diferite. Din această cauză, atunci cînd vorbim de dimensiunile unui anticlinal sau ale unui sinclinal trebuie să menționăm și reperul la care au fost măsurate dimensiunile respective.

Dimensiunile cutelor din scoarța terestră variază în limite foarte largi, de la ordinul milimetrilor pînă la cel al sutelor de kilometri. După ordinul de mărime se pot distinge *megacute* sau megastructuri cutate cu dimensiuni în plan orizontal de ordinul sutelor, sau chiar al miilor de kilometri, *macrocute* sau cute propriu-zise cu dimensiuni de ordinul zecilor de kilometri pînă la cel al zecilor de metri și *microcute* sau microstructuri cu dimensiuni care variază de la cîțiva metri pînă la dimensiuni submilimetrice.

Cutele de diferite ordine de mărime se pot suprapune unele cu altele. Astfel, în cadrul unei megacute reprezentînd o curbare foarte largă a scoarței terestre se pot întîlni cute propriu-zise care, la rîndul lor, să prezinte în flancuri diferite categorii de microcute. Din această cauză în analiza structurală a unui sector al scoarței o atenție deosebită trebuie acordată ordinului de mărime al cutelor și raporturilor dintre structurile de diferite ordine de mărime.

Simetria cutelor. Cutele caracterizate prin axe rectilinii și suprafețe axiale plane pot prezenta o simetrie ortorombică, monoclinică sau triclinică.

Cutele cu simetrie ortorombică se caracterizează prin prezența a două plane de simetrie perpendiculare unul față de celălalt (fig. 5.9, *a*) și anume: planul axial al cutei (*AB*) și planul perpendicular pe axa ei (*AC*). În această categorie intră cutele cilindroide normale, drepte, cu șarnieră orizontală.

Cutele cu simetrie monoclinică sînt cele care prezintă un singur plan de simetrie (*AC*). Aceasta poate fi un plan perpendicular pe axa unei cute înclinate sau deversate cu șarniera orizontală, la care cele două flancuri nu sînt simetrice față de planul axial (fig. 5.9, *b*), sau poate fi planul axial al unei cute conice.

Cutele cu simetrie triclinică sînt cele care nu prezintă nici un plan de simetrie. În această categorie intră cutele cu flancuri asimetrice față de planul axial caracterizate printr-o ridicare sau coborîre axială (fig. 5.9, *c*).

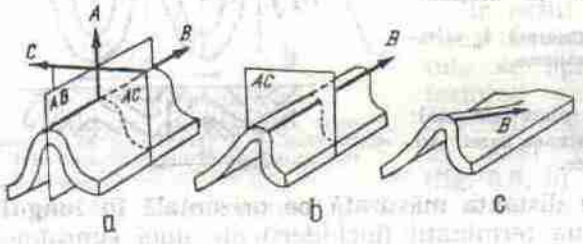


Fig. 5.9 — Simetria cutelor:
a — cută cu simetrie rombică;
b — cută cu simetrie monoclinală;
c — cută cu simetrie triclinică;
A, B, C — axele tectonice.

5.2. CLASIFICAREA GEOMETRICĂ A CUTELOR

Din punct de vedere geometric cutele se clasifică după mai multe criterii, și anume:

I. După poziția suprafeței axiale se disting (fig. 5.10): *cute drepte*, cu suprafața axială plană și verticală, cele două flancuri avînd unghiuri de înclinare egale (simetrice în raport cu planul axial); *cute înclinate*, cu

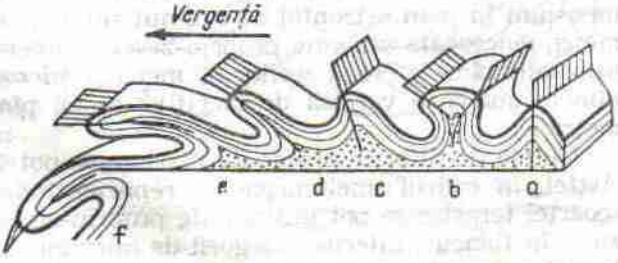


Fig. 5.10 — Tipuri de cute definite prin poziția planului axial:
a — drepte; *b* — evantai; *c* — înclinate; *d* — deversate; *e* — culcate; *f* — răsturnate.

planul axial înclinat și cu ambele flancuri în poziție normală; *cute deversate*, cu planul axial înclinat, avînd unul din flancuri în poziție răsturnată (flanc invers); *cute culcate*, la care suprafața axială este orizontală; *cute răsturnate*, la care suprafața axială este rotită față de verticală cu un unghi mai mare decît 90°. Ele pot da false anticlinale și false sinclinale prin „încapișonare".

II. După raportul dintre flancuri se deosebesc: *cute normale*, la care flancurile anticlinalelor înclină în sensuri divergente, iar flancurile sinclinalelor înclină în sensuri convergente; *cute izoclinale*, la care flancurile sînt paralele în secțiune transversală; *cute în evantai*, la care flancurile anticlinalelor au înclinări convergente în partea lor mijlocie, iar cele ale sinclinalelor au înclinări divergente, cu alte cuvinte cutele evantai sînt cute la care toate flancurile sînt în poziție răsturnată (inverse); *cute monoclinale* sau *flexuri*, care prezintă aspectul unor trepte în cadrul unei serii de strate orizontale sau cu o înclinare mică. *Flexurile* sînt cute caracterizate prin prezența unui singur flanc mai puternic înclinat, care racordează două compartimente denivelate formate din strate orizontale sau cu înclinare mică. În cazul stratelor slab înclinate putem întîlni *flexuri sintetice*, la care flancul de racordare înclină în același sens cu înclinarea generală a stratelor din cele două compartimente și *flexuri antitetice*, la care flancul de racordare înclină în sens opus înclinării stratelor din cele două compartimente (fig. 5.11).

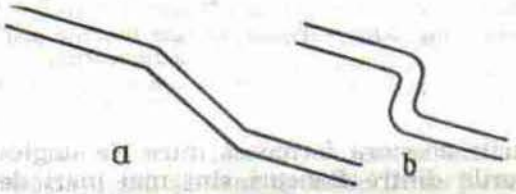


Fig. 5.11 — Flexuri:
a — sintetică; *b* — antitetică.

Termenul de *serie* sau *structură monoclinală* se utilizează, în general, pentru a indica o succesiune normală de strate care înclină în același sens, prezentînd înclinări, de regulă, mai mici decît 45°. O astfel de structură se poate întîlni în zona marginală a unei depresiuni (ex. Depresiunea Transilvaniei, Depresiunea Getică) sau în flancul unei cute.

Seriile monoclinale pot prezenta, la rîndul lor, unele elemente structurale de ordin secundar determinate de variații locale ale înclinării sau ale direcției stratelor. Astfel o micșorare a înclinării stratelor în cadrul unei structuri monoclinale determină apariția unei *trepte* sau a unei *terase structurale* (fig. 5.12). Prin schimbarea locală (curbarea) direcției

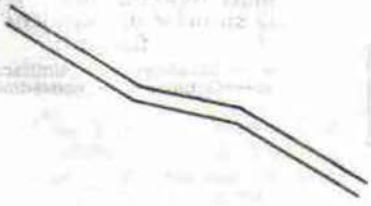


Fig. 5.12 — Terasă structurală.

stratelor într-o serie monoclinală se poate forma o treaptă proeminentă, alungită în sensul înclinării stratelor, pentru care se utilizează denumirea de „nas structural".

În unele cazuri, în cercetările pe teren se întîlnesc strate înclinate în același sens, pentru care nu se poate stabili dacă ele sînt în poziție normală sau răsturnată, sau dacă cuprind atît strate în poziție normală cît

și strate în poziție răsturnată. Astfel de strate se numesc strate *homoclinale;* ele pot reprezenta fie o structură monoclinală, fie flancul invers al unei cute, fie o serie de cute izoclinale (fig. 1.1).

III. După modul de îmbinare a flancurilor, adică după forma șarnierei în secțiuni transversale cutele pot fi (fig. 5.13): *cute strînse,* cînd

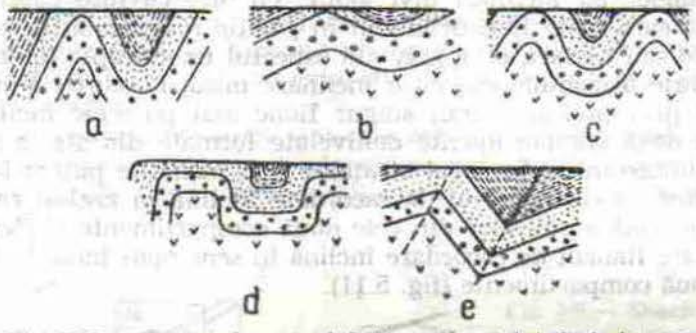


Fig. 5.13 — Tipuri de cute definite prin modul de îmbinare a flancurilor:
a — strînse; *b* — largi; *c* — hemicilindrice; *d* — în formă de cufăr; *e* — „chevron".

flancurile acestora formează între ele unghiuri ascuțite; *cute largi,* cînd unghiurile dintre flancuri sînt mai mari decît 90°; *cute hemicilindrice* sau sinusoidale, care au, în secțiune transversală, o formă semicirculară; cute în formă de *cufăr,* la care zona axială este plană iar flancurile sînt practic perpendiculare față de zona axială (cute cu două șarniere); *cute*

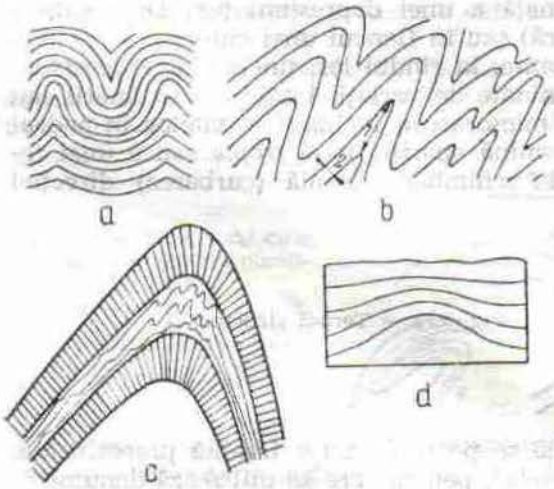


Fig. 5.14 — Tipuri de cute după raportul dintre grosimile stratelor din șarniere și din flancuri:
a — paralele; *b* — similare; *c* — dizarmonice; *d* — consedimentare.

„en chevron" (cute „acordeon", cute în zig-zag, cute kink), care se caracterizează prin flancuri plane și șarniere angulare.

IV. După raportul dintre grosimea stratelor în șarnieră și în flancuri cutele pot fi (fig. 5.14): *cute paralele* sau *concentrice,* la care stratele își

mențin aceeași grosime atît în șarnierele anticlinalelor și sinclinalelor cît și pe flancuri, iar curburile suprafețelor de strat descresc cu adîncimea în cadrul anticlinalelor și cresc în cadrul sinclinalelor; *cute similare*, la care forma suprafețelor de stratificație se menține constantă în adîncime, stratele avînd grosimi mai mari în zonele de șarnieră și mai mici în flancuri; *cute consedimentare*, la care grosimea stratelor este mai mică în zona axială a anticlinalelor și este maximă în zona axială a sinclinalelor, înclinarea flancurilor ca și înălțimea cutei crescînd cu adîncimea; *cute dizarmonice*, la care unele strate caracterizate printr-o ductilitate mai ridicată sînt mai strîns cutate decît stratele mai rigide între care sînt intercalate, respectiv, lungimea de undă a suprafețelor cutate diferă de la o serie de strate la alta. Un caz particular al cutelor dizarmonice îl constituie *cutele diapire*, la care rocile mai ductile din nucleul anticlinalelor boltesc și străpung stratele acoperitoare.

V. După poziția șarnierei, cutele pot fi (fig. 5.15): orizontale, cu plonj sau verticale.

VI. După raportul dimensiunilor măsurate în planul orizontal al hărții geologice se disting (fig. 5.16): *cute liniare*, la care raportul dintre lungime și lățime este mai mare decît 5; *brachicute* (brachianticlinale și brachisinclinale), la care acest raport variază între 2 și 5; *domuri* și *cuvete* la care acest raport se apropie de unitate.

Asociații de cute. În structura scoarței terestre cutele se întîlnesc, de regulă, grupate constituind asociații sau sisteme de cute. În secțiuni transversale se pot deosebi următoarele tipuri de asociații: anticlinoriu, sinclinoriu, sisteme de cute congruente, sisteme de cute incongruente și sisteme de cute suprapuse.

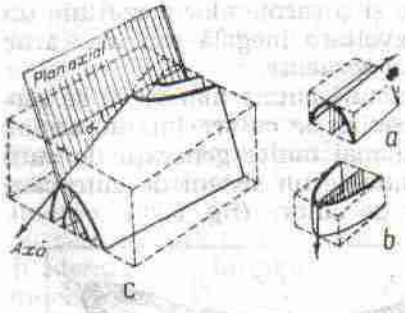


Fig. 5.15 — Tipuri de cute definite prin poziția șarnierei (axei):
a — cută orizontală; *b* — cută verticală; *c* — cută cu plonj; *α* — unghiul de plonj.

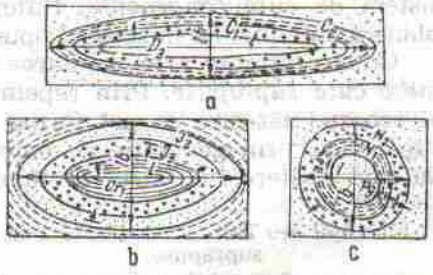


Fig. 5.16 — Tipuri de cute separate după raportul dimensiunilor în plan orizontal:
a — cută liniară; *b* — brachisinclinal; *c* — dom; *l* — lungime; *b* — lățimea bazei.

Anticlinoriul este o grupare de cute anticlinale și sinclinale la care cutele din zona axială sînt mai ridicate, iar cele din zonele periferice sînt mai coborîte, astfel încît înfășurătoarea șarnierelor anticlinale are convexitatea îndreptată în sus. Cu alte cuvinte un anticlinoriu este un anticlinal compus, la rîndul său, dintr-o serie de cute mai mici (fig. 5.17).

Sinclinoriul este o grupare de cute care constituie, în ansamblu, o structură sinclinală majoră, înfășurătoarea liniilor de talpă avînd convexitatea îndreptată în jos (fig. 5.18).

Anticlinoriile la care planele axiale ale cutelor prezintă înclinări convergente în jos ca și sinclinoriile la care planele axiale converg în sus constituie *structuri în evantai* (fig. 5.19).

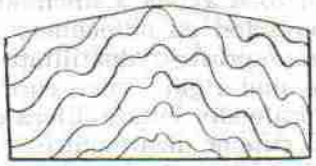


Fig. 5.17 — Anticlinoriu.

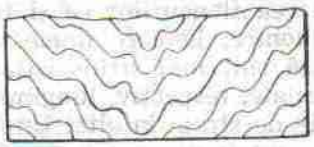


Fig. 5.18 — Sinclinoriu.

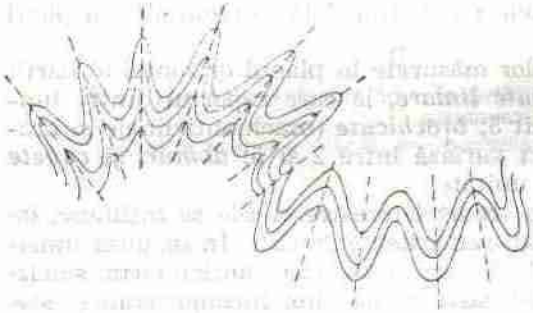


Fig. 5.19 — Structură cutată în evantai.

O asociație formată din cute care se aseamănă între ele în ceea ce privește morfologia, poziția planelor axiale și a șarnierelor constituie un sistem de *cute congruente*. Cutele cu dezvoltare inegală sau ale căror plane axiale înclină în sensuri opuse sînt *incongruente*.

Cutele formate prin recutarea unor structuri cutate mai vechi se numesc *cute suprapuse*. Prin repetarea procesului de cutare într-un sector al scoarței terestre se pot forma două sau mai multe generații de cute suprapuse, prin generație de cute înțelegîndu-se un sistem de cute care au luat naștere în cadrul aceluiași proces de cutare (fig. 5.20).

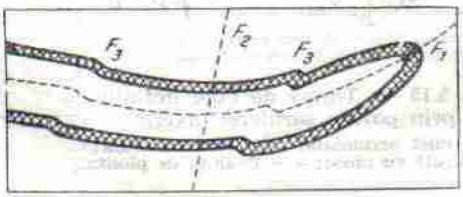


Fig. 5.20 — Trei generații de cute suprapuse:
F_1 — suprafața axială a unui anticlinal culcat reprezentînd primul stadiu de cutare; F_2 — planul axial al unui sinclinal format în al doilea stadiu de cutare; F_3 — microcute reprezentînd stadiul al treilea de cutare.

Urmărit longitudinal, un sistem de cute poate prezenta una sau mai multe zone transversale de supraridicare axială sau de culminație, separate prin zone de coborîre axială, de înecare sau depresiune axială.

De regulă sistemele cutate prezintă pe hartă conture sinuoase. În acest caz, convexitățile marginii zonei cutate, respectiv ale axelor cutelor re-

prezintă ieșinduri sau proeminențe structurale, iar concavitățile — zone de retragere sau de recesiune.

După modul de asociere a cutelor în plan orizontal se disting sisteme de cute *paralele, în releu* (culise), *în fascicul divergent* sau *în virgație, în fascicul amigdaloid, în ghirlandă* (fig. 5.21).

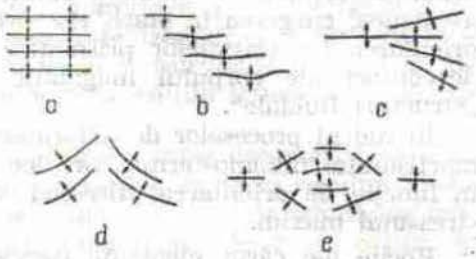


Fig. 5.21 — Asociații de cute în plan orizontal:
a — sistem de cute paralele; *b* — cute în culise; *c* — cute în virgație; *d* — cute în ghirlandă; *e* — cute în fascicul amigdaloid.

5.3. ANALIZA MICROSTRUCTURALĂ A CUTELOR

Prin microstructuri sau structuri minore înțelegem deformațiile vizibile în secțiuni subțiri, sub microscop, pe eșantioane sau în aflorimente, dimensiunile acestor structuri variind de la cîțiva metri pînă la ordinul fracțiunilor de milimetru. Majoritatea microstructurilor au luat naștere concomitent și în aceleași condiții tectonice în care au apărut și structurile majore asociate cu ele. Din această cauză analiza lor poate furniza informații prețioase privind mecanismele deformării în ansamblu și geometria structurilor mai mari din care fac parte. Astfel analiza microstructurală conduce la o cunoaștere mai aprofundată a deformărilor intime suferite de roci în procesul de cutare, în scopul stabilirii geometriei și condițiilor de formare a structurilor de ordin superior.

Studiul microstructural s-a dovedit foarte util, în special în descifrarea tectonicii formațiunilor geologice care au suferit compresiuni foarte puternice, inclusiv a seriilor metamorfice. Datorită comprimării foarte intense cutele din aceste formațiuni au tendința de a deveni izoclinale, cu șarniere din ce în ce mai ascuțite și, în cele din urmă, ele nu mai pot fi identificate, întregul ansamblu de roci luînd aspectul unei structuri monoclinale.

Principalele elemente microstructurale care reflectă procesele de deformare plicativă a corpurilor de roci sînt: orientarea elementelor constitutive ale rocilor, clivajul rocilor, lineațiile și microcutele.

5.3.1. Orientarea elementelor constitutive ale rocilor

Orientarea dominantă a granulelor minerale din constituția unei roci poate fi *primară* sau singenetică, dacă ea a apărut în cursul proceselor de sedimentare și de compactare a sedimentelor, sau în timpul consoli-

dării rocilor magmatice; *secundară*, dacă ea este rezultatul unor procese de deformare tectonică a rocilor.

Astfel, în cazul proceselor de sedimentare, granulele alungite au tendința de a se orienta paralel în funcție de direcția de curgere a apei în mediul de sedimentare. Procesul de compactare a sedimentelor tinde să orienteze elementele tabulare paralel cu suprafețele de stratificație. De asemenea, curgerea în stare vîscoasă a unei mase magmatice determină orientarea fenocristalelor prismatice sau tabulare paralel cu suprafețele de contact ale corpului magmatic cu rocile înconjurătoare, generînd „structuri fluidale".

În cadrul proceselor de deformare intensă, în special în cadrul metamorfismului dinamo-termic, are loc o reorientare a granulelor minerale în funcție de orientarea direcției dominante de compresiune, adică a stressului maxim.

Rocile ale căror elemente componente au suferit prin deformare o mișcare sub acțiunea unor forțe de compresiune au primit denumirea de *tectonite*. Studiul tectonitelor se bazează pe determinarea orientării dimensionale a granulelor minerale pe baza măsurării poziției limitelor dintre granule, pe determinarea orientării dominante a axelor optice pentru mineralele uniaxe cum sînt calcitul și cuarțul, la care axa optică coincide cu axa cristalografică *c* și pe studiul orientării planelor de clivaj, respectiv, al orientării mineralelor tabulare din grupa micelor. Orientarea axelor optice ale cuarțului și calcitului, ca și a orientarea planelor de clivaj ale micelor se determină în secțiuni subțiri orientate, cu ajutorul microscopului polarizant și al măsuței universale. Rezultatele determinărilor se reprezintă prin proiectarea acestora pe rețeaua stereografică sau de arie egală Schmidt. Stereogramele astfel obținute se interpretează prin comparare cu anumite distribuții standard. Astfel, în cazul cînd punctele reprezentative de pe stereogramă au o distribuție întîmplătoare fără a se grupa în zone de concentrare rezultă că orientările măsurate au o distribuție izotropă, iar roca respectivă nu a fost deformată tectonic, adică este un *netectonit*.

Gruparea pe o arie restrînsă și cu un contur circular a punctelor care reprezintă polii planelor de clivaj ale micelor indică roci caracterizate prin predominarea unui plan *S*; aceste roci au primit denumirea de *S-tectonite*. Planele *S* sînt plane paralele în lungul cărora au avut loc alunecări laminare în masa rocilor; ele corespund unor plane de aplatisare, respectiv unor plane *AB*.

O concentrare a punctelor reprezentative ale orientării mineralelor în lungul unui cerc mare al diagramei indică roci caracterizate prin predominarea unei liniații paralele cu axa *B*; aceste roci au primit denumirea de *B-tectonite*. Un exemplu de B-tectonite îl constituie așa-numitele roci „creionate", care se sparg sub forma de așchii prismatice alungite paralel cu axa *B*.

Billings (1972) explică deformarea plastică în stare solidă a rocilor, fără intervenția unor rupturi, prin mișcări intergranulare, mișcări intragranulare și recristalizare.

Mișcări intergranulare. În procesul de deformare, mineralele componente ale unei roci magmatice, cristalele de calcit din componența unui calcar, sau granulele detritice ale unei gresii se pot deplasa independent în masa rocii respective atunci cînd aceasta este supusă unui stress deformant. Deplasările unor granule minerale în raport cu altele fără schimbarea formei sau dimensiunilor lor sînt numite mișcări intergranulare. Ca urmare a acestor mișcări, unele minerale izometrice, cum sînt granații, pot suferi o rotire. Studiul statistic al sensurilor și unghiurilor de rotire poate oferi, în unele cazuri, informații asupra sensului și intensității deformării maselor de roci.

Mișcări intragranulare. În această categorie intră deplasările care au loc în lungul unor plane reticulare ale cristalelor avînd ca rezultat modificarea formei acestora. Se pot distinge astfel alunecări de translație simplă și alunecări care determină apariția unor macle. În unele cazuri, se produce alunecarea progresivă a unor mici porțiuni ale rețelei cristaline determinînd apariția unor imperfecțiuni sau dislocații în structura cristalului.

Reclistalizarea. În condiții de stress izotrop și omogen recristalizarea unei roci constă în creșterea dimensiunilor unor cristale concomitent cu reducerea numărului total de cristale, fără modificarea formei inițiale a rocii. Dacă stress-ul este anizotrop, în cursul procesului de recristalizare soluțiile din pori dizolvă porțiunile de cristal supuse stress-ului maxim și depun substanța solubilizată pe extremitățile cristalelor orientate pe direcția stress-ului minim. Prin creșterea cristalelor pe direcția stress-ului minim corpul de rocă se alungește pe această direcție și se scurtează pe direcția stress-ului maxim.

5.3.2. Clivajul, șistozitatea și liniațiile

Proprietatea generală a rocilor de a se rupe preferențial în lungul unor plane mai mult sau mai puțin paralele este numită *foliație*. Foliația poate fi *primară*, în cazul cînd planele de coeziune minimă s-au format o dată cu formarea rocii respective, sau *secundară*, dacă a luat naștere datorită unor forțe care au acționat asupra rocii după consolidarea ei.

Foliația primară este caracteristică unor roci sedimentare, cum sînt, de exemplu, șisturile disodilice, care se desfac în foi paralele cu planele de stratificație internă, datorită orientării paralele a mineralelor tabulare din componența lor în cursul procesului de compactare a sedimentelor. În cazul rocilor magmatice, foliația primară este generată în procesul de curgere laminară în stare vîscoasă, prin rotirea și orientarea mineralelor tabulare paralel cu planele curgerii laminare. Pentru planele de foliație primară se utilizează, de regulă, simbolul S_0.

Foliația secundară reprezentată prin clivajul rocilor și prin șistozitate este legată de procesele de cutare și de metamorfism.

— Prin *clivaj* se înțelege proprietatea unor roci de a se sparge preferențial în lungul unor plane paralele de origine secundară. Planele de

clivaj (notate cu S_1, S_2, S_n) reflectă o anizotropie mecanică a rocilor, corespunzînd unor plane de minimă coeziune a rocilor. Orientarea în spațiu a acestor plane este controlată de orientarea elipsoidului de deformare și este, în general, independentă de stratificația rocilor, clivajul putînd fi paralel, oblic sau perpendicular pe stratificație. Spre deosebire de fisuri și crăpături, care reprezintă suprafețe de ruptură actuală în masa rocilor, planele de clivaj sînt plane de separație potențială și nu discontinuități actuale.

— Unii cercetători ca Chichester (1962) și Mattauer (1973) utilizează termenul de *șistozitate* pentru toate tipurile de foliație secundară, inclusiv pentru suprafețele de separație potențială din rocile sedimentare. Majoritatea cercetătorilor (Billings, 1972; Dennis, 1972) folosesc însă termenul de clivaj pentru toate foliațiile secundare, șistozitatea fiind considerată ca o varietate de clivaj caracteristică rocilor metamorfice mai intens recristalizate, ale căror cristale sînt vizibile cu ochiul liber.

Belousov (1978) recomandă utilizarea termenului de șistozitate numai pentru rocile metamorfice ale căror cristale au dimensiuni mai mari decît 1 mm.

Gurău (1962, 1982) consideră că termenul de șistozitate nu trebuie confundat cu cel de clivaj, fiecare din acești termeni reflectînd situații diferite, șistozitatea fiind generată de metamorfismul regional în timp ce clivajul este generat în procesul de cutare a rocilor.

Ținînd seama că foliația secundară a fost observată într-o mare varietate de roci sedimentare, cum sînt șisturile argiloase, gresiile și conglomeratele, ca și în rocile metamorfice, în toate cazurile fiind efectul unui stress anizotrop, considerăm mai adecvat termenul de clivaj ca termen general pentru toate tipurile de foliații secundare, șistozitatea propriu-zisă fiind un tip particular de clivaj caracteristic rocilor metamorfice mai puternic recristalizate.

Tipuri de clivaj

După caracteristicile morfologice au fost separate (Dennis, 1972) două categorii principale de clivaj. Prima categorie cuprinde clivajul continuu și șistozitatea propriu-zisă, care sînt structuri determinate de orientarea în plane paralele a mineralelor constitutive, iar cea de a doua categorie cuprinde clivajul distanțat sau spațiat a cărui orientare este independentă de orientarea elementelor constitutive ale rocilor.

Clivajul continuu. În sisturile ardeziene și în filite ca și în unele siltite sau arenite de tip grauwacke, clivajul continuu este legat de dispunerea în plane paralele a mineralelor lamelare de tipul cloritelor sau al micelor, precum și a unor granule minerale de formă elipsoidală sau lenticulară (ex. cuarț, feldspat etc.). La rocile constituite predominant din minerale alungite, de tipul hornblendei, clivajul continuu este determinat de dispoziția axelor lungi ale acestor minerale în plane paralele, fără ca aceste axe să fie paralele între ele.

Clivajul continuu, după cum sugerează numele, afectează toată masa rocii, fără a prezenta o localizare preferențială a planelor de clivaj. Din

această cauză roca se poate desface, practic, după un număr nedefinit de plane paralele (fig. 5.22).

În categoria clivajului continuu intră și șistozitatea caracteristică rocilor metamorfice mai larg recristalizate de tipul micașisturilor, precum și foliația gnaisică marcată de alternanța unor pături (cu grosimi de ordinul milimetrilor sau al centimetrilor) care diferă prin compoziția mineralogică și, respectiv, prin culoare. Clivajul continuu dezvoltat paralel cu o foliație primară sau secundară preexistentă este numit *clivaj mimetic* (ex. clivajul paralel cu stratificația unei roci).

Fig. 5.22 — Clivaj continuu sau de flux (după Billings, 1972).

Din punct de vedere genetic clivajul continuu este, în marea majoritate a cazurilor, rezultatul unui fenomen de curgere. Din acest considerent el mai este denumit și „clivaj de curgere" sau de flux. În procesul de deformare prin aplatisare rocile suferă o reducere a dimensiunii orientate pe direcția axei principale a stressului și o mărire a dimensiunilor orientate perpendicular pe această axă. Concomitent cu deformarea rocilor are loc orientarea mineralelor lamelare și elipsoidale în lungul unor plane dispuse perpendicular pe axa maximă a stressului, adică pe axa scurtă a elipsoidului de deformare local. Mineralele de formă izometrică suferă o aplatisare prin zdrobire, prin recristalizare sau prin alunecare în lungul unor plane reticulare. Planele de aplatisare se dispun, de asemenea, paralel cu planele de clivaj.

În șisturile argiloase, orientarea paralelă a mineralelor lamelare începută încă în timpul procesului de compactizare a sedimentului se poate continua în procesul de aplatisare sub acțiunea factorilor tectonici.

Clivajul continuu apare cel mai frecvent în seriile de mare grosime constituite din șisturi argiloase cînd sînt supuse unor compresiuni intense Planele de clivaj sînt orientate paralel cu planul determinat de axele maximă *(A)* și intermediară *(B)* ale elipsoidului de deformare și perpendicular pe axa scurtă *(C)* a acestuia. Ele se dispun deci paralel cu planele axiale ale cutelor.

În cazul în care o serie de șisturi argiloase a fost străbătută, înainte de a fi aplatisată, de filonașe de cuarț, de aplit sau de pegmatit orientate sub un unghi mare față de planele de șistozitate, filonașele respective suferă în cursul aplatisării rocii gazdă, un proces de cutare, prezentînd în final aspectul unor microcute strînse cu planele axiale paralele cu planele de șistozitate. Astfel de cute au primit numele de *cute ptigmatice* (fig. 5.23). Ele au fost descrise pentru prima dată de Sederholm (1913) în roci metamorfice, geneza lor fiind explicată prin mișcările care au avut loc în aceste roci ca urmare a unei topiri parțiale.

Fenomene de microcutare se observă și în cazul în care o serie de roci mai ductile a fost supusă unei compresiuni orientate paralel cu stratificația inițială. Ca urmare a compresiunii tangențiale rocile ductile pot suferi o aplatisare însoțită de apariția unui clivaj continuu în timp ce

intercalațiile mai puțin ductile suferă un proces de microcutare (fig. 5.24). În acest caz, raportul dintre lățimea desfășurată a microcutelor și lățimea bazei acestora exprimă intensitatea aplatisării. S-a constatat că fenomenele de clivaj apar în cazul unei compresiuni, care a redus de 2—3 ori dimensiunea rocilor orientată paralel cu direcția axei maxime a stressului, reducere care este însoțită de o extindere corespunzătoare a acestora în planul perpendicular pe direcția compresiunii maxime.

Fig. 5.23 — Cute ptigmatice.

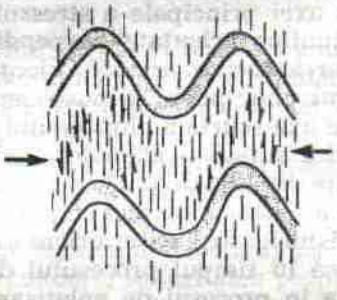


Fig. 5.24 — Microcute formate prin flexiunea unor intercalații grezoase concomitent cu aplatizarea șisturilor argiloase înconjurătoare.

Clivajul continuu sau de flux nu se observă în cazul structurilor slab cutate, întrucît pentru apariția lui sînt necesare compresiuni foarte puternice. Apariția clivajului continuu presupune o comportare ductilă a rocilor, comportare care se manifestă în condițiile unor presiuni litostatice ridicate corespunzătoare unor adîncimi de îngropare de mai mulți kilometri, precum și a unor temperaturi de peste 100°C care să favorizeze procesele de recristalizare.

Clivajul distanțat. Această categorie de clivaj se caracterizează prin existența unor plane de discontinuitate potențială, separate prin intervale în care planele respective lipsesc. Principalele tipuri de clivaj distanțat sînt: clivajul de fractură, clivajul de forfecare și clivajul de crenulare.

— Clivajul de fractură este reprezentat printr-un sistem de plane paralele situate la intervale de ordinul centimetrilor sau al milimetrilor, a căror orientare este independentă de orientarea elementelor constitutive

ale rocilor. Acest tip de clivaj se întîlnește și în cazul rocilor lipsite de o orientare dominantă a granulelor minerale (fig. 5.25) și se caracterizează prin lipsa unor deplasări vizibile. Planele clivajului de fractură se orientează paralel cu una din secțiunile circulare ale elipsoidului de deformare.

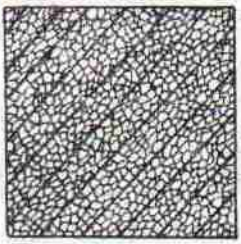


Fig. 5.25 — Clivajul distanțat de fractură (după Billings, 1972).

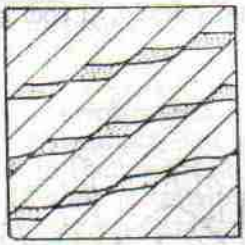


Fig. 5.26 — Clivaj distanțat de forfecare (după Billings, 1972).

— Clivajul de forfecare numit și „clivaj de alunecare" se caracterizează prin existența unor mici deplasări în lungul planelor de discontinuitate (fig. 5.26). Aceste deplasări sînt marcate de prezența unor minerale recristalizate mimetic, orientate paralel cu planele de alunecare.

— Clivajul de crenulare este un clivaj distanțat în lungul căruia suprafețele mai vechi de clivaj continuu sau de șistozitate au suferit o microcutare. În spațiile dintre planele de clivaj se pot distinge, în acest caz, ondulații în formă de S sau de U ale foliației preexistente (fig. 5.27).

Fig. 5.27 — Clivaj de crenulare (după Billings, 1972).

În general clivajul distanțat ia naștere în lungul unor plane de forfecare orientate oblic față de axa maximă a stressului. Această categorie de clivaj se întîlnește mai frecvent în rocile mai puțin ductile, cum sînt gresiile sau calcarele.

Spre deosebire de clivajul continuu, care se orientează, de regulă, paralel cu planele axiale ale cutelor, clivajul de fractură și cel de forfecare

au tendința de a se dispune sub un unghi mare (uneori perpendicular) față de stratificație. Din această cauză clivajul distanțat prezintă înclinări convergente spre nucleul anticlinalelor și divergente față de zonele axiale ale sinclinalelor.

În cadrul structurilor cutate constituite dintr-o alternanță de roci argiloase, mai ductile, și roci grezoase cuarțitice, mai puțin ductile, se poate

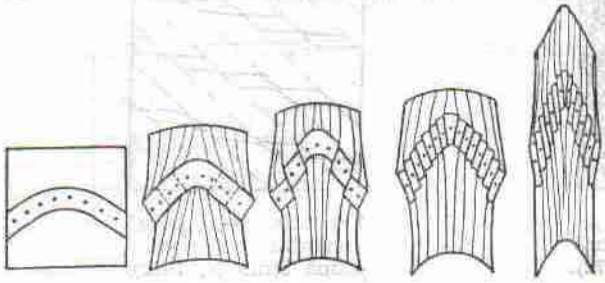


Fig. 5.28 — Refracția planelor de clivaj la trecerea din marne în gresii, în diferite stadii de cutare (după Mattauer, 1973).

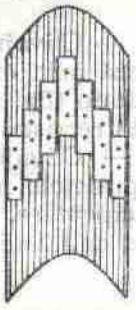


Fig. 5.29 — Clivaj distanțat de fractură paralel cu planul axial, respectiv cu clivajul de flux.

observa o *refracție* a planelor de clivaj la trecerea dintr-un strat ductil la altul mai rigid (fig. 5.28). În acest caz în rocile mai ductile se manifestă un clivaj continuu, de flux, orientat paralel cu planul axial, în timp ce în stratele mai rigide se manifestă clivajul de fractură, care tinde să se dispună perpendicular pe stratificație, adică, convergent în jos față de nucleul anticlinalului. Se cunosc însă și cazuri în care clivajul distanțat este paralel cu planul axial al cutei; acesta se explică printr-un proces de forfecare a rocilor rigide în lungul unor plane paralele cu planele de curgere laminară existente în rocile înconjurătoare caracterizate printr-o ductilitate mai ridicată (fig. 5.29).

Fiind condiționat de o comportare mai puțin ductilă a rocilor clivajul distanțat apare la presiuni litostatice și temperaturi mai mici decît clivajul continuu. Se apreciază (Mattauer 1973) că în condițiile unui gradient geotermic normal acest tip de clivaj se dezvoltă la adîncimi relativ mici, de ordinul a 2—5 km, în structuri caracterizate printr-un grad de cutare mai slab.

În general, tipul de clivaj depinde de natura rocilor, de adîncimea și gradientul geotermic la care a avut loc deformarea și de intensitatea stressului deformant. Într-o serie relativ omogenă de roci supusă unor deformări prin aplatisare se poate distinge astfel o zonă superioară, dez-

voltată la adîncimi de 2—5 km, în care predomină cute normale asociate cu un clivaj distanțat oblic, uneori perpendicular pe stratificație. Mai jos pe o grosime pînă la 10 km se dezvoltă o zonă în care predomină cute strînse, izoclinale, asociate cu un clivaj continuu, de flux, care face un unghi mic, uneori nul, cu planele de stratificație. Sub această zonă predomină rocile caracterizate printr-o șistozitate metamorfică.

Liniația

Prin liniație se înțelege orientarea paralelă a oricăror elemente direcționale în roci. Ca și foliația, liniația poate fi primară sau secundară.

Liniația primară, generată o dată cu formarea rocii, este reprezentată, în rocile sedimentare, prin orientarea paralelă a unor structuri externe cum sînt mecanoglifele sau urmele de valuri și care oferă indicații asupra condițiilor dinamice ale mediului de depunere și, respectiv, asupra poziției normale sau răsturnate a stratelor. În cazul rocilor magmatice liniația primară este exprimată în textura fluidală indicînd direcția de curgere a acestora.

Liniația secundară a luat naștere ca urmare a deformării unor roci preexistente. La unele roci se constată prezența mai multor liniații secundare suprapuse cu orientări diferite, precum și a unei liniații relicte, moștenite de la rocile inițiale care au fost supuse deformării.

De regulă liniația secundară se dispune în planele de foliație. Se întîlnesc însă și roci lipsite de foliație care prezintă o liniație marcată de paralelismul axei lungi a unuia sau mai multor minerale constitutive. În funcție de frecvența elementelor liniare paralele, liniațiile pot fi mai mult sau mai puțin evidente. Trebuie precizat că microstructurile liniare sînt elemente structurale penetrative, adică ele apar, practic, în toată masa rocii care a fost supusă deformării.

După aspectele pe care le prezintă și după modul în care au luat naștere liniațiile secundare pot fi: liniații minerale, liniații de alungire, liniații de intersecție și liniații de microcutare.

— Liniațiile minerale sînt marcate de paralelismul axelor lungi ale mineralelor componente ale unor roci metamorfice. Ele apar, de regulă, ca rezultat al recristalizării sincinematice a unor minerale cu habitus

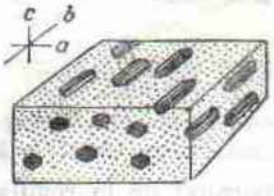


Fig. 5.30 — Liniație minerală marcată de paralelismul axelor lungi ale cristalelor de hornblendă cu axa cinematică *b*.

acicular cum este hornblenda (fig. 5.30). Orientarea mineralelor este paralelă cu axa lungă a elipsoidului de deformare. Unele liniații minerale pot lua naștere și pe seama unor minerale antetectonice prin grefarea cristalelor nou formate pe mineralele preexistente. De asemenea, se pot întîlni liniații marcate de minerale posttectonice care mimează o lineație mai veche.

— Liniațiile de alungire sînt determinate de alungirea paralelă a unor componente inițial mai mult sau mai puțin izometrice (fig. 5.31). Astfel elementele rulate din componența unui conglomerat supus deformării prin aplatisare pot lua forma unor elipsoizi cu axa scurtă orientată perpendicular pe planele de foliație. În acest caz, axa lungă a elementelor defor-

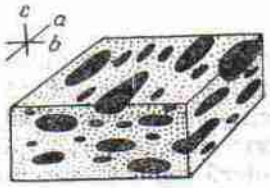


Fig. 5.31 — Liniație de alungire determinată de paralelismul axelor lungi ale unor elemente de conglomerat. Alungirea elementelor corespunzătoare cu axa cinematică *a*.

mate corespunde direcției de alungire a corpului de roci, adică cu axa lungă a elipsoidului de deformare. Liniații de alungire pot fi marcate, de asemenea, de alungirea paralelă a oolitelor sau a unor forme fosile deformate.

Ca și liniația minerală liniația de alungire este orientată paralel cu sensul de alungire prin aplatisare a corpului de roci, în care o întîlnim.

— Liniațiile de intersecție sînt generate de intersecția a două categorii de foliații. Cel mai frecvent pot fi observate liniațiile formate la intersecția dintre planele de stratificație S_0 și planele de clivaj S_1, sau la intersecția dintre două sisteme de clivaj S_1/S_2 (fig. 5.32).

Un volum de roci supus unor deformări în faze succesive poate prezenta două sau mai multe sisteme de liniații diferit orientate. În acest caz, vîrsta relativă a acestora se stabilește pe baza observațiilor de teren

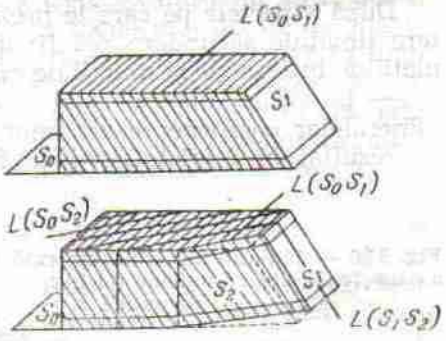


Fig. 5.32 — Liniații de intersecție:
L — linia'ia; S_0 — plane de stratificație; S_1 — prim sistem de clivaj; S_2 — al doilea sistem de clivaj.

pornind de la regula generală conform căreia elementul structural care intersectează, întrerupe sau deformează alt element este mai nou decît elementul deformat sau intersectat.

— Liniațiile de microcutare sînt determinate de orientarea paralelă a șarnierelor unor microcute. Acest tip de liniație apare mai frecvent în filite și în șisturi cuarțito-sericitoase care au fost supuse unor procese de cutare intensă. În aceste procese iau naștere microcute de dimensiuni de

la ordinul metrilor la cel al milimetrilor, concomitent cu formarea unor macrocute (fig. 5.33).

În cazul cutelor strînse (izoclinale) constituite dintr-o alternanță de roci ductile (ex. șisturi argiloase) și roci mai puțin ductile (ex. gresii, cuarțite) rocile mai puțin ductile din flancurile cutelor sînt supuse la în-

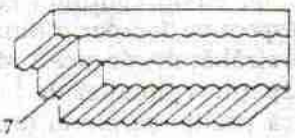


Fig. 5.33 — Liniație de microcutare.

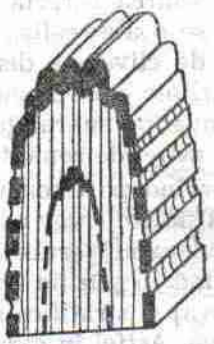


Fig. 5.34 — Liniație de budinaj și de microcutare. Strate de gresii (negru compact) intercalate în marne formează budine în flancuri și microcute în șarniera cutei izoclinale, concomitent cu aplatizarea marnelor.

tindere pe direcția de alungire (axa maximă a elipsoidului local de deformare) și, în cele din urmă, sînt fragmentate, luînd forma unor corpuri alungite, de regulă, paralel cu axa *B* a cutei și avînd un aspect lenticular în secțiune transversală. Astfel de corpuri de dimensiuni foarte variate au primit numele de *budine* (fig. 5.34). Liniile de separație dintre budine sînt paralele între ele constituind o liniație caracteristică.

5.3.3. Aplicații ale analizei microstructurale în studiul structurilor cutate

Clivajul rocilor, liniațiile și microcutele apar, de regulă, în cursul proceselor de cutare, în condiții de presiune litostatică și temperatură care determină un anumit grad de ductilitate a rocilor.

În cazul unei singure faze de cutare, elementele microtectonice formate concomitent cu structurile majore, prezintă legături strînse cu aceste structuri. De asemenea, pot fi remarcate legături evidente între cutele majore și elemente microtectonice necontemporane cu procesul de formare a cutelor, dar generate sub acțiunea unor forțe care au avut aceeași orientare ca și cele care au generat cutele. În astfel de situații, studiul

elementelor microstructurale este de un real folos pentru rezolvarea unor probleme de cartare geologică și anume: identificarea poziției normale sau răsturnate a stratelor, determinarea vergenței cutelor și a plonjului acestora, stabilirea tipului de cută.

Problema principală în analiza relațiilor dintre clivaj și cutele majore este deosebirea corectă a planelor de clivaj de planele de stratificație. Aceasta se poate realiza prin examinarea atentă a suprafețelor respective. Planele de clivaj se disting prin prezența unei liniații fine marcate de schimbări ale culorii sau ale naturii litologice, adică de urma planelor de stratificație pe suprafața de clivaj. Pe suprafețele de stratificație nu se remarcă astfel de zonalitate legată de modificări litologice.

Observînd pe teren un sistem de plane de clivaj continuu cu poziție verticală putem trage concluzia că rocile respective fac parte dintr-o cută cu planul axial vertical, stratele înclinate străbătute de acest sistem de clivaj fiind în poziție normală. Poziția în spațiu a liniației de intersecție între clivaj și stratificația inițială (L_1) indică poziția șarnierei (axei) cutei respective. Astfel în cazul cutelor cu șarnieră orizontală (fig. 5.35 *a*) liniația este și ea orizontală; în cazul cutelor cu șarnieră verticală (fig. 5.35 *b*) liniația este verticală, iar în cazul cutelor cu plonj liniația este înclinată (fig. 5.35 *c*).

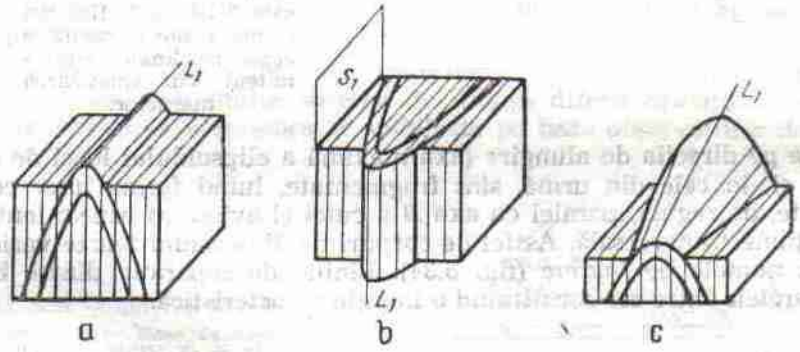


Fig. 5.35 — Relații între liniația L_1 formată la intersecția dintre stratificație și clivajul de plan axial S_1 și poziția șarnierei:
a — cută orizontală; *b* — cută verticală; *c* — cută cu plonj.

Atunci cînd planele de clivaj continuu prezintă o anumită înclinare, cutele respective sînt înclinate sau deversate.

În secțiuni verticale orientate perpendicular pe direcția stratelor, analiza relațiilor dintre poziția planelor de clivaj și cea a planelor de stratificație permite recunoașterea raporturilor de succesiune normală sau răsturnată a stratelor. Astfel în cazul poziției verticale a planelor de clivaj stratele înclinate afectate de acesta se găsesc în poziție normală, adică stratele mai noi se găsesc în sensul înclinării stratelor (fig. 5.36 *a*).

Cînd clivajul înclină în sensul opus înclinării stratelor acestea se află de asemenea, în poziție normală (fig. 5.36 *b*, c flancul drept).

În cazurile în care clivajul înclină în același sens cu înclinarea stratelor, în flancul normal unghiul de înclinare a clivajului este mai mare decît cel al înclinării stratelor (fig. 5.36 *d* flancul stîng) iar în flancul invers (în

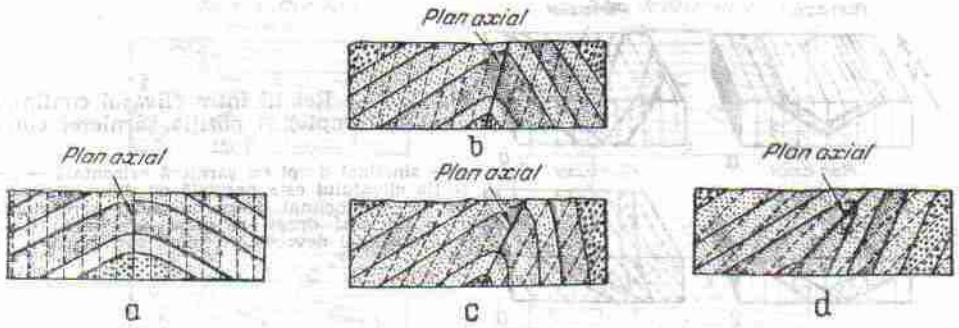


Fig. 5.36 — Relații în secțiuni transversale, între clivajul continuu (linii întrerupte) și poziția stratelor cutate:
a — cută dreaptă; *b* — cută înclinată; cu flancuri divergente; *c* — cută înclinată cu un flanc abrupt; *d* — cută deversată cu flanc invers.

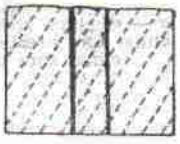


Fig. 5.37 — Strat vertical afectat de un clivaj înclinat; axa sinclinalului este situată la dreapta stratului.

poziție răsturnată) înclinarea clivajului este mai mică decît înclinarea stratelor (fig. 5.36 *d*, flancul drept).

În cazul unor strate verticale afectate de un clivaj înclinat, stratele mai noi (din axa sinclinalului) se situează în sensul opus înclinării clivajului (fig. 5.37).

Cutele cu plonj pot fi identificate prin aceea că direcția planelor de clivaj nu este paralelă cu cea a stratelor. Pentru un observator care privește spre axa sinclinalului, sensul coborîrii axiale a acestuia este indicat de sensul în care se formează un unghi ascuțit cu vîrful în punctul ocupat de observator, între direcția clivajului și perpendiculara dusă pe direcția stratului (fig. 5.38, 5.39).

Liniațiile de alungire constituie un bun criteriu de stabilire a poziției elipsoidului de deformare. Ele nu pot fi însă folosite ca un criteriu de determinare a poziției axului unei cute întrucît sensul de alungire nu coincide decît rareori cu direcția axului cutei. În cutele de aplatisare formate la adîncimi relativ mici liniația de alungire ca și liniația minerală se orientează vertical, paralel cu axul A al elipsoidului de deformare. (fig. 5.40).

Poziția normală sau răsturnată a stratelor din cadrul unei structuri cutate poate fi identificată și cu ajutorul analizei formelor pe care le prezintă microcutele. Astfel în flancul normal al unei cute deversate spre dreapta, microcutele au forma literei *Z* în timp ce în flancul invers (răsturnat) ele prezintă forma literei *S*. (fig. 5.41 *a*). În cazul cutelor deversate

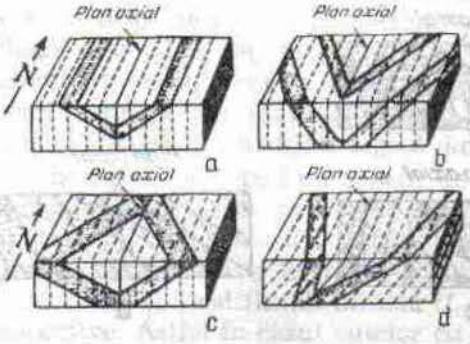
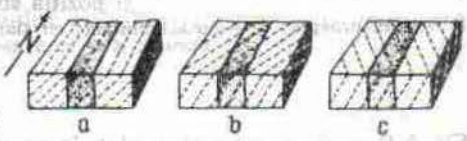


Fig. 5.38 — Relații între clivajul continuu (linii întrerupte) și poziția șarnierei cutelor:

a — sinclinal drept cu șarnieră orizontală — direcția clivajului este paralelă cu direcția stratelor; *b* — sinclinal drept cu plonj spre nord; *c* — sinclinal drept cu plonj spre sud; *d* — sinclinal deversat cu plonj spre nord.

Fig. 5.39 — Determinarea sensului plonjului cu ajutorul relațiilor dintre poziția clivajului (linii întrerupte) și cea a stratelor:

a — sinclinal spre dreapta, fără plonj; *b* — sinclinal spre dreapta cu plonj spre nord; *c* — sinclinal spre dreapta cu plonj spre sud.



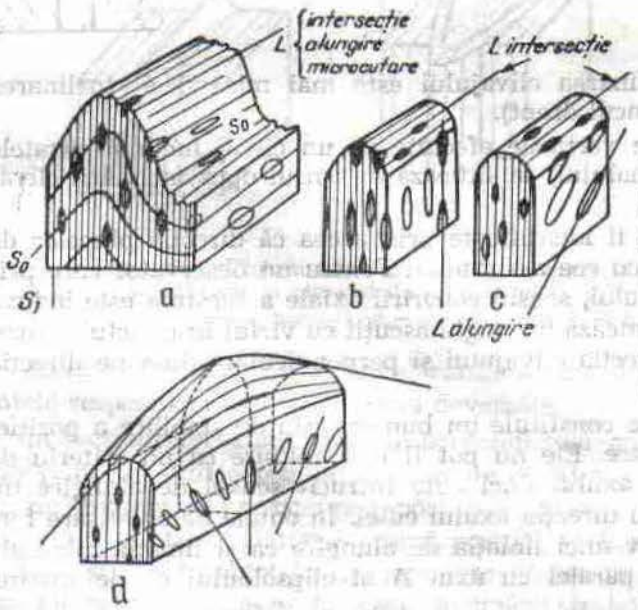


Fig. 5.40 — Diferitele orientări posibile ale liniației de alungire în cadrul unei cute:

S_0 — stratificația; S_1 — clivajul; *L* — liniația; *a* — alungire paralelă cu axa cutei; *b* — alungire verticală perpendiculară pe axa cutei; *c* — alungire în plan vertical oblică față de axa cutei; *d* — liniația de alungire într-o cută cu dublu plonj.

spre stînga observatorului, microcutele au formă de *S* în flancul normal și formă de *Z* în cel răsturnat (fig. 5.41 *b*). Liniația marcată de șarnierele microcutelor este paralelă cu direcția axei cutei majore din care fac parte, iar suprafața înfășurătoare a șarnierelor microcutelor este paralelă cu poziția reală a stratului supus microcutării.

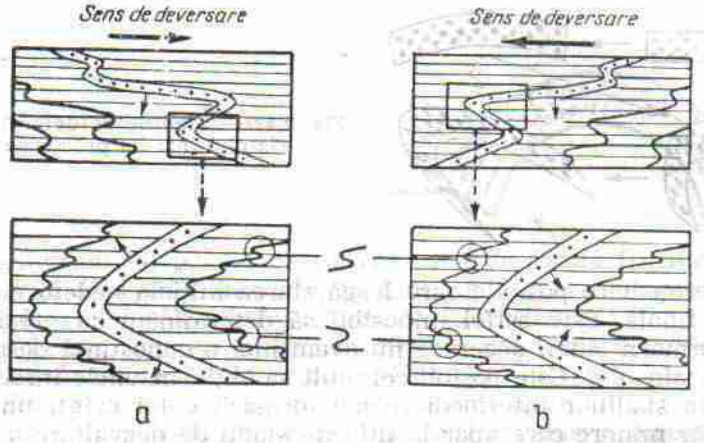


Fig. 5.41 — Determinarea poziției normale sau răsturnate a stratelor, în secțiuni transversale, cunoscînd sensul de deversare a macrocutelor și forma microcutelor. Săgețile mici sînt orientate spre stratul mai vechi.

5.4. STADIILE DE DEFORMARE A STRATELOR

Criteriile de clasificare a cutelor și de determinare a mecanismelor lor de formare au fost subiecte îndelung controversate în studiul structurii rocilor. În analiza fenomenului de cutare trebuie să abordăm două tipuri de probleme:

— care sînt *mecanismele de cutare*, adică ce schimbări interne au loc în masa stratelor ce sînt cutate;

— care sînt *cauzele cutării*, adică ce forțe au acționat pentru producerea structurilor cutate.

Dacă examinăm efectele geologice ale unei deformări progresive rezultatul acesteia depinde de: natura și orientarea stressului și cum este modificată orientarea stressului în timpul formării cutei; proprietățile reologice ale materialului și cum se schimbă aceste proprietăți în timpul deformării progresive.

Într-o deformație continuă forma geometrică a materialului se schimbă, trecînd de la stadiul *1* la stadiile *2*, *3*, *4* (fig. 5.42). Dacă examinăm procesul deformării progresive se observă următoarele:

1. Starea de deformare finală în material variază de la un punct la altul. Stratele de roci cutate (formate din strate cu stratificație inițială

plan-paralelă) sînt adesea rezultatul unei deformări finite neomogene. În roci este greu să determinăm stările de deformare în întreg materialul cutat.

2. Dacă stările de deformare finită în întreaga structură sînt cunoscute în fiecare punct al cutei, există un număr infinit de căi de defor-

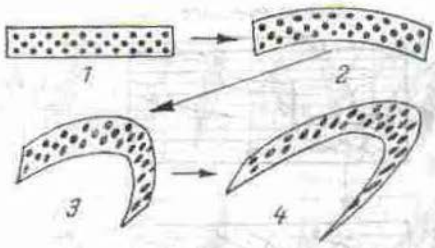


Fig. 5.42 — Stadiile de deformare a materialului într-un proces de cutare.

mare intermediare posibile care leagă starea inițială nedeformată cu cea din cuta finală. Este astfel imposibil să determinăm cu precizie mecanismul formării cutei, deoarece nu avem nici o cunoștință despre natura sporirii strain-ului. Este posibil cel mult să obținem unele informații despre natura stadiilor intermediare ale formării cutei printr-un studiu al structurilor minore care apar la diferite stadii de dezvoltare a cutei.

3. Întrucît natura exactă a opririi deformării și starea reologică a materialului rocii în timpul deformării sînt necunoscute, nu putem determina cu acuratețe stările de stress care există în timpul formării cutei.

4. Putem determina orientarea relativă a suprafețelor cutate adiacente în structură, dar de la aceasta este imposibil să deducem stările variabile de strain finit în masele de roci dintre cele două suprafețe de limitare. Există practic o infinitate de căi de acomodare a diferitelor stări de strain între oricare două limite ale unei forme cunoscute.

5.5. TIPURI DE MECANISME DE CUTARE

Mecanismele de cutare variază funcție de adîncimea la care se produce cutarea, de competența și incompetența materialului, de modul de aplicare a forțelor, fiind recunoscute trei tipuri elementare de mecanisme, două tipuri combinate și un tip particular astfel: 1) cutare prin flexionare și alunecare; 2) cutare prin aplatizare; 3) cutare prin curgere; 4) cutare prin flexionare și forfecare; 5) cutare prin flexionare și aplatizare; 6) cute knick, en chevron și conjugate.

5.5.1. Cutarea prin flexionare și alunecare

Stratele de roci îndoite suferă diferite distorsiuni interne ca rezultat al procesului de cutare. Aceste schimbări de formă pot fi acomodate în diferite moduri depinzînd de natura materialului stratelor și forma cutei.

În timpul îndoirii unui strat, partea convexă este supusă la tensiune, în timp ce partea concavă este supusă la compresiune (fig. 5.43). Dacă materialul este suficient de ductil el se va deforma plastic; pe partea convexă se va lungi și subția, în timp ce pe partea concavă se va scurta și îngroșa (=deformare continuă). Dacă materialul este casant se va

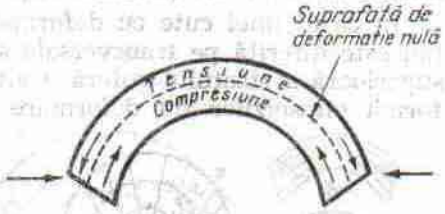


Fig. 5.43 — Strat supus la flexionare.

deforma prin rupturi, pe partea convexă se vor forma fracturi de tensiune sau mici falii gravitaționale, în timp ce pe partea concavă se vor forma mici falii de încălecare (=deformare discontinuă).

Întrucît în majoritatea situațiilor cutarea afectează pachete de roci stratificate, deformarea este acompaniată de alunecări banc pe banc, care se produc dinspre axa sinclinalului spre axa anticlinalului în stratul superior; datorită acestor alunecări care însoțesc flexionarea, mecanismul de cutare este denumit prin flexionare și alunecare, dînd naștere la cute izopace (=paralele).

Studiul deformației unui strat. Un strat supus la flexionare, funcție de ductilitatea sa, poate suferi o deformație continuă sau discontinuă.

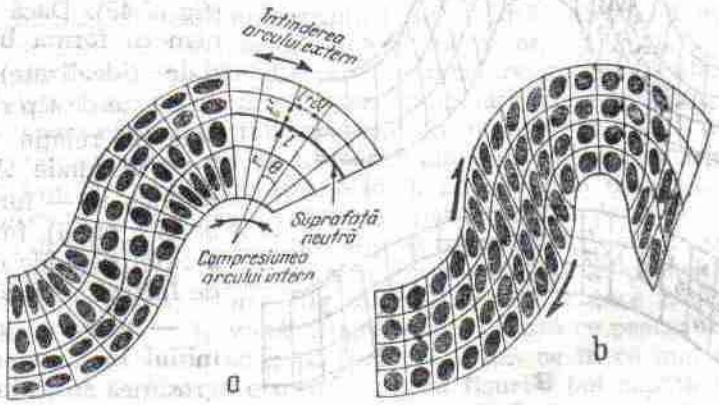


Fig. 5.44 — Deformația continuă într-o cutare de flexionare:
a — deformație maximă în șarnieră; b — deformație maximă pe flancuri.

Într-o deformație continuă pot fi întîlnite două cazuri: deformația este minimă în șarnieră și maximă pe flancuri (=flexural folds) sau maximă în șarnieră și minimă pe flancuri (fig. 5.44).

În cazul unei cute cu deformație maximă pe flancuri, acestea sînt afectate de o aplatizare rotațională dată de o alunecare simplă, corespun-

zătoare cuplurilor de forțe de sens opus formate de o parte și alta a șarnierei (fig. 5.44 *b*). Această deformație de forfecare poate fi omogen distribuită în strat și produce o cutare flexurală de curgere (flexural flow folds), iar dacă este neomogen distribuită cu deplasare mai mare la limitele stratului și mai mică în centrul stratelor, dă naștere la o cutare flexurală de alunecare (flexural slip folds) (Ramsay, 1967).

În cazul unei cute cu deformație maximă în șarnieră alura deformației este diferită pe transversala stratului. În șarniera anticlinală, partea superioară a stratului suferă o alungire, partea inferioară o scurtare, iar forma elipsoizilor de deformare este complet diferită (fig. 5.44 *a*). În interiorul stratului cutat este o suprafață neutră (suprafață de deformare nulă) în lungul căreia deformarea este zero. Această suprafață nu se găsește exact la mijlocul stratului, ci mai aproape de limita superioară în șarniera anticlinală.

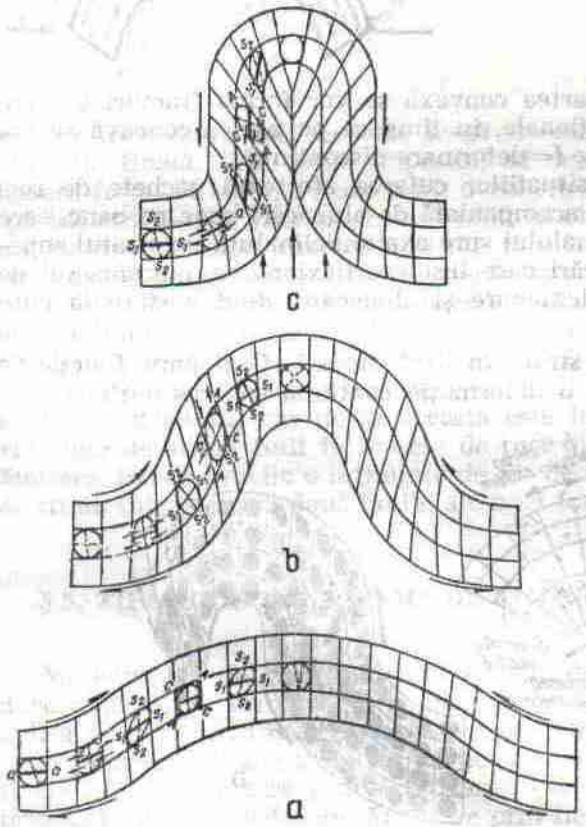


Fig. 5.45 — Deformația continuă funcție de raza de curbură a cutei (după Ramsay, 1967).

În acest tip de cute importanța deformației continue a unui strat este proporțională cu raza de curbură și cu grosimea sa (fig. 5.45). Dacă presupunem că forma buclei inițiale (idealizate) a unei cute este de tip sinusoidal, dată de relația $y = A \sin 2\pi x/w$ (unde A=amplitudinea, w — lungimea de undă a cutei), forma reală a cutei depinde de o serie de factori și anume:

— valoarea raportului inițial lungime de undă/grosimea stratului;

— dacă stratul este competent și este înconjurat de material mai puțin competent sau este o parte dintr-un complex multistrate, situație în care forma cutei depinde de grosimea și apropierea de stratele vecine;

— proprietățile reologice ale materialului și alterarea acestor proprietăți în timpul formării cutelor;

— mediile fizice ale rocilor în timpul cutării (natura tensorului de stress, rata deformării etc.).

Pentru o rază de curbură dată deformația continuă va fi cu atît mai importantă cu cît grosimea este mai mare. Rezultă astfel că stratele mai subțiri se cutează mai ușor decît cele groase.

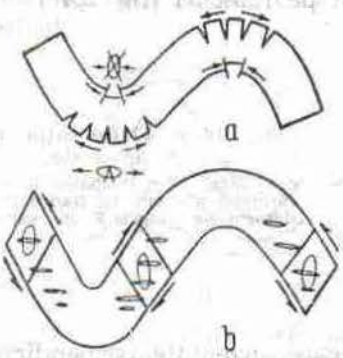


Fig. 5.46 — Deformația discontinuă într-o cutare de flexiune:
a — deformație maximă în șarnieră; b — deformație maximă pe flancuri.

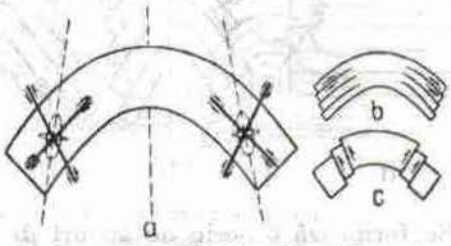


Fig. 5.47 — Poziția fisurilor într-o deformație discontinuă maximă pe flancuri.

Din observații s-a constatat că raportul între lungimea de undă a cutelor și grosimea stratelor este în jur de 27.

Deformația discontinuă apare atunci cînd deformația continuă depășește o anumită limită și apar rupturi. La o cută deformată în șarnieră, rupturile se formează la partea superioară a anticlinalului, supusă la întindere, și la apariția de diaclaze de tensiune perpendiculare pe axa mare a elipsei de deformare (=perpendiculare pe suprafața stratului), care pot deveni chiar mici falii normale. În nucleul structurii, unde acționează forțe de compresiune, se formează plane de forfecare conjugate care dau mici falii de încălecare (fig. 5.46 *a*). La sinclinal dispoziția rupturilor este inversă. Diaclazele de tensiune pot fi uneori deschise și umplute cu calcit sau cuarț ale căror fibre sînt perpendiculare pe axa cutei.

La cutele deformate în flancuri se formează fisuri de tensiune provenite dintr-un cuplu de forțe (fig. 5.46 *b*) perpendiculare pe elipsele de deformare. Fisurile se dezvoltă progresiv pe măsură ce procesul de cutare avansează, ele fiind mai largi pe flancuri și din ce în ce mai slabe spre axa cutei. Dacă forfecarea este neomogenă fisurile pot căpăta forme sigmoidale și totodată pot să apară și diaclaze de forfecare conjugate, unele paralele cu stratificația, iar altele aproape perpendiculare pe stratificație (fig. 5.47). Este posibil ca în stratele cutate să apară toate cele trei tipuri de diaclaze.

Studiul deformației unei stive de strate. O stivă de strate supusă la flexionare se va comporta funcție de proprietățile reologice ale lor, putînd să apară comportări complet diferite. Întotdeauna raza de curbură

a stratelor variază într-o cută; la anticlinale curbura crește spre partea inferioară, în timp ce la sinclinale crește spre partea superioară (fig. 5.48).

În procesul de cutare stratele alunecă unele pe altele, alunecarea fiind diferită după cum deformarea stratelor este maximă în șarnieră sau pe flancuri. Alunecarea strat pe strat evidențiază o accentuare mai importantă a curburii cutelor în cazul deformării pe flancuri (fig. 5.48).

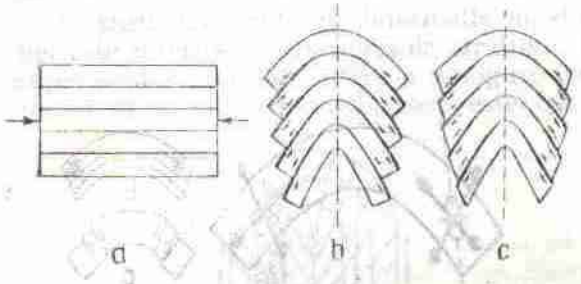


Fig. 5.48 — Deformația unei stive de strate:
a — strate nedeformate; b — deformație maximă pe flancuri; c — deformație maximă în șarnieră.

Se formează o serie de striuri de alunecare, orientate perpendicular pe axa cutei, frecvența lor fiind mai mare pe flancuri și foarte redusă în zona șarnierelor (în cazul deformării maxime în șarnieră) sau lipsesc complet în șarniere (în cazul deformării maxime pe flancuri). Această dispoziție a striurilor indică o creștere progresivă a alunecării banc pe banc care este minimă sau poate lipsi în șarniere și maximă pe flancuri (fig. 5.49).

Într-o stivă de strate omogene, curbura stratelor se accentuează în adîncime, astfel că se poate ajunge la formarea microcutelor în nucleul anticlinal dacă rocile au o plasticitate mai ridicată sau să se formeze faliile inverse în rocile mai casante (fig. 5.50).

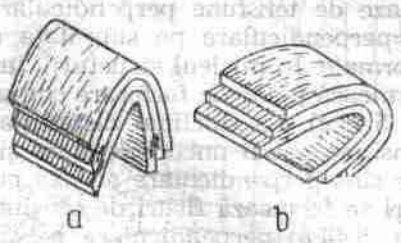


Fig. 5.49 — Alura striurilor într-o alunecare banc pe banc.

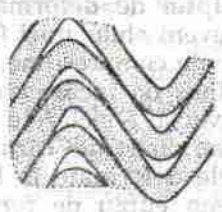


Fig. 5.50 — Deformații într-o stivă de strate omogene.

Dacă seria de strate este neomogenă, fiind constituită din strate avînd proprietăți mecanice diferite și grosimi diferite, cutarea se complică, putînd fi recunoscute mai multe situații (Ramsay, 1967) (fig. 5.51):

— cazul *a*, cînd stratul competent este înconjurat de strate din material mai puțin vîscos, și cînd are loc o migrare a materialului cu subțieri și îngroșări în apropierea stratului competent;

— cazul *b*, cînd toate stratele sînt competente și cînd pentru a se putea cuta la fel stratele vin în contact între ele, pe flancuri, iar în zona șarnierelor rămîn spații goale (fig. 5.50);

— cazul *c*, care stratele competente sînt separate de pachete groase de strate incompetente; acestea din urmă suferă o microcutare (=dizarmonie) aproape totală, ceea ce poate să conducă la o decolare față de substrat;

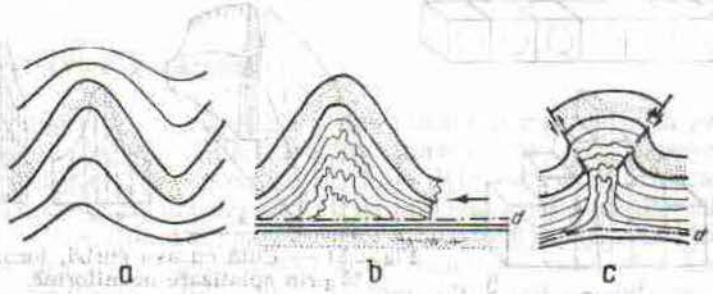


Fig. 5.51 — Deformații într-o stivă de strate neomogene:
a — alternanță între strate competente și incompetente; *b* — dizarmonii; *c* — dizarmonii și forfecarea flancurilor.

— cazul *d*, cînd materialul din jurul stratului cutat nu se deformează vîscos, ci se comportă ca o masă rezistentă în nucleul cutei care modifică dezvoltarea cutei. Este posibil ca forma stratului cutat competent să fie modificată prin apariția unor falii pe flancuri, întreaga cută devenind de tip cută-cufăr (box-fold), cu nucleul deformat dizarmonic.

În concluzie, dacă urmărim în adîncime dezvoltarea unui proces de cutare într-o stivă de strate neomogene complicațiile care apar în simburele anticlinalului pot fi variate funcție de tipul de material. Complicațiile unui pachet de strate afectate de o cutare izopacă pot fi similare cu cele din fig. 5.52.

Fig. 5.52 — Complicațiile posibile într-o stivă de strate neomogene cutate prin flexionare.

5.5.2. Cutarea prin aplatizare

Are loc cînd asupra unei succesiuni de strate acționează numai forțe care produc o aplatizare generală, fără a fi însoțite de flexionare sau forfecare. Se produce astfel o scurtare generală perpendiculară pe planul

de aplatizare. Grosimea stratelor nu se menține constantă. Acest tip de cutare apare foarte rar singur, de obicei aplatizarea este însoțită de flexionare sau curgere (=forfecare).

Aplatizarea poate fi omogenă, situație în care nu se produc cute, sau neomogenă atunci cînd diferite porțiuni ale zonei supusă la aplatizare se

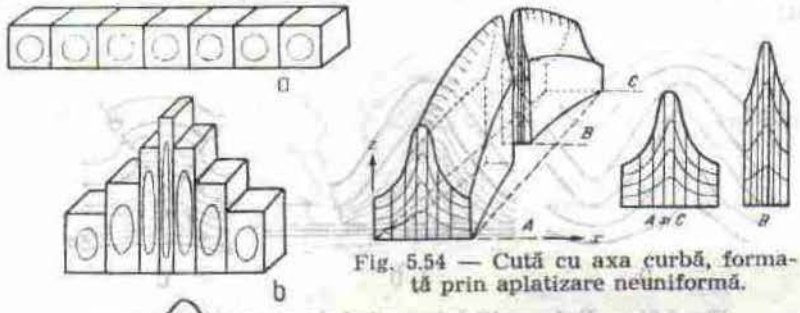


Fig. 5.54 — Cută cu axa curbă, formată prin aplatizare neuniformă.

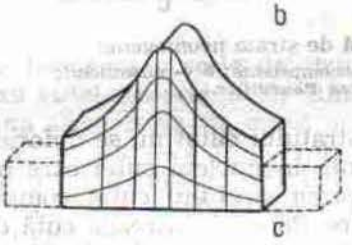


Fig. 5.53 — Formarea cutelor prin aplatizare.

deformează mai mult decît altele, avînd drept consecință formarea cutelor.

Dacă aplatizarea este mai accentuată în partea centrală și din ce în ce mai slabă spre exterior (de o parte și alta) se formează cute de aplatizare (fig. 5.53). Uneori este posibil ca forțele care produc aplatizarea

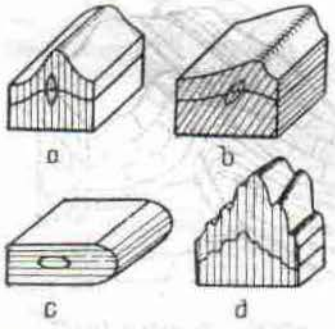


Fig. 5.55 — Diferite cute de aplatizare, funcție de direcția aplatizării în raport cu stratificația:
a — paralelă; *b* — oblică; *c* — perpendiculară; *d* — microcute formate prin variația aplatizării pe direcție.

să fie variabile și atunci se produce o aplatizare diferențiată, rezultînd cute cu axul curb și cu lățimi variabile (fig. 5.54).

Situațiile de cute prin aplatizare neomogenă apar odată cu dezvoltarea șistozității în roci, aceasta putînd să fie paralelă, oblică sau perpendiculară pe șistozitate (fig. 5.55). Formele cutelor prin aplatizare pot fi

foarte diverse funcție de modul de variație a intensității aplatizării, existînd posibilitatea de a se forma microcute asociate unei cute de dimensiuni mari (fig. 5.55 *d*).

Rezultatul aplatizării sînt cutele anizopace, care nu sînt perfect similare, putîndu-se dezvolta cute similare în stratele de deasupra celor supuse la aplatizare.

5.5.3. Cutarea de curgere

Se produce în roci cu plasticitate ridicată și este definită pentru toate cutele care se formează fără a se produce o scurtare perpendiculară pe planul axial. Se poate produce printr-o deformație continuă sau discontinuă, în ambele cazuri deplasarea rămîne paralelă la o direcție dată.

Dacă deformația este *continuă* (se cunoaște și sub numele de flow folding = cutare de curgere adevărată), flancurile cutei sînt supuse la o alunecare continuă, subțiindu-se treptat; elipsoizii de deformare ai flancurilor au axele lungi oblice față de planul axial al cutei și tind să devină paralele cu acestea pe măsură ce deformația avansează (fig. 5.56).

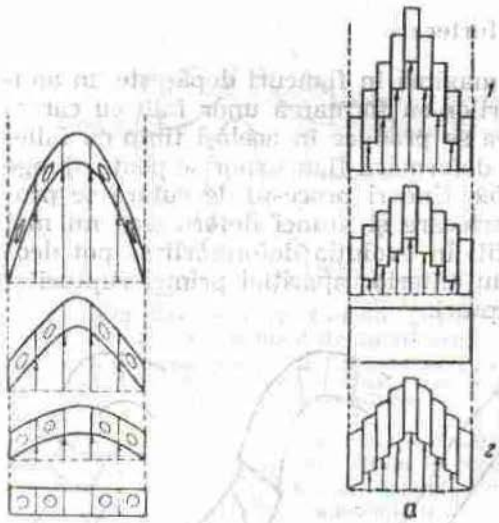


Fig. 5.56 — Cutare de curgere continuă.

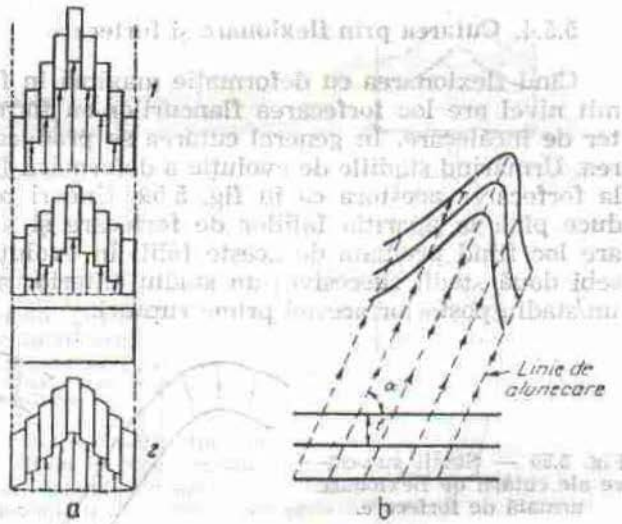


Fig. 5.57 — Cutare de curgere discontinuă:
a — perpendiculară pe stratificație; *b* — înclinată față de stratificație.

Dacă deformația este *discontinuă* (tip de cutare cunoscut și sub numele de cutare de forfecare = „shear folding" sau „slip folding"), deplasarea unor porțiuni ale stratelor, numite microlitoni, se face pe plane de forfecare (= plane de alunecare). Microlitonii alunecă pe distanțe varia-

bile, unii în raport cu alții, de-a lungul planelor de forfecare și formează cute de curgere, discontinue (fig. 5.57). Între aceste plane de forfecare pe care se produce alunecarea rocile rămîn teoretic nedeformate. Direcția de curgere poate fi perpendiculară pe stratificație și să rezulte cute cu plan axial vertical (fig. 5.57 *a*), sau înclinate la stratificație rezultînd cute asimetrice (fig. 5.57 *b*). Cutele care rezultă prin acest mecanism sînt cute similare (=anizopace), la care lățimea bazei se menține aceeași înainte și după cutare.

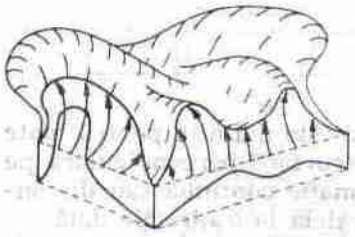


Fig. 5.58 — Cute complicate prin curgere pe două sau mai multe direcții.

Forma cutei poate fi simplă, dacă alunecarea se face pe o singură direcție (cu planul axial paralel cu această direcție) sau foarte complicată, dacă curgerea se produce pe două sau mai multe direcții (fig. 5.58). Pot apărea cute extrem de complicate dacă curgerea se face pe direcții convergente sau divergente cu variații mari de la o zonă la alta ajungînduse la curgeri turbulente, situații în care vorbim despre „cute de curgere turbulentă".

5.5.4. Cutarea prin flexionare și forfecare

Cînd flexionarea cu deformație maximă în flancuri depășește un anumit nivel are loc forfecarea flancurilor cu formarea unor falii cu caracter de încălecare. În general cutarea se produce în același timp cu faliera. Urmărind stadiile de evoluție a deformării flancurilor se poate ajunge la forfecarea acestora ca în fig. 5.59. Uneori procesul de cutare se produce pînă la apariția faliilor de forfecare și atunci deformarea nu mai are loc fiind preluată de aceste falii. În evoluția deformării se pot deosebi două stadii succesive: un stadiu anterior apariției primei rupturi și un stadiu posterior acestei prime rupturi.

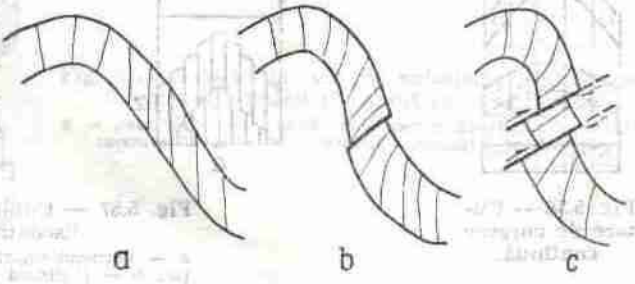


Fig. 5.59 — Stadii succesive ale cutării de flexionare urmată de forfecare.

Faliile pot precede cutarea izopacă, situație în care acestea rejoacă în timpul cutării. Se ajunge la situația cînd cuta mulează falia dînd naștere la cute falii. Cînd forfecarea este contemporană cu cutarea, în timpul deformației prin avansarea procesului de cutare, faliile suferă rotații putîndu-se forma falii sintetice, mai rar asociate și cu falii antitectice.

5.5.5. Cutarea prin flexionare și aplatizare

În cazul acțiunii forțelor tectonice asupra unei serii de roci sedimentare neomogene litologic, rareori are loc numai flexionare sau aplatizare; de obicei acestea apar combinate, fie aplatizarea urmează flexionării, fie o precede.

Flexionarea precede aplatizarea. O serie sedimentară supusă compresiunii se cutează prin flexionare, în prima fază dînd cute izopace, apoi se poate deforma prin aplatizare. Dacă aplatizarea este omogenă cuta se transformă dintr-o cută izopacă într-o cută similară cu flancurile subțiate (fig. 5.60). Într-o serie de strate cu proprietăți mecanice diferite, aplatizarea omogenă care precede flexionarea va produce o accentuare a deformației în rocile incompetente, astfel încît în jurul unui strat competent care formează o cută izopacă șistozitatea rocilor incompetente vor avea formă de evantai atît deasupra cît și sub cută (fig. 5.61), aplatizarea este mai accentuată în rocile incompetente. Dacă aplatizarea este neomogenă cutele care se formează au o geometrie foarte complicată.

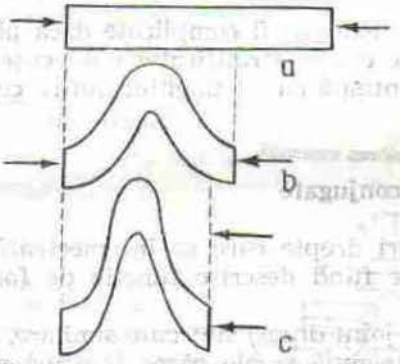


Fig. 5.60 — Cute formate prin flexionare urmată de aplatizare:
a — strat nedeformat; *b* — strat cutat prin flexionare; *c* — strat cutat prin flexionare și aplatizare.

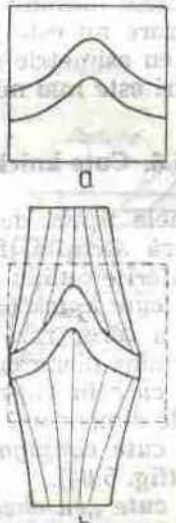


Fig. 5.61 — Distribuția planelor de șistuozitate în cute formate prin flexionare urmată de aplatizare, într-o succesiune de strate neomogene.

Flexionarea este contemporană cu aplatizarea. O succesiune de strate competente și incompetente, în alternanță, supusă la compresiune, reacționează diferit în sensul că stratele competente se vor deforma prin flexionare, în timp ce cele incompetente se vor deforma prin aplatizare. De exemplu într-o succesiune gresii-marne, un banc de gresie se va deforma prin flexionare și va antrena în acesta și stratele de marne din jur; cum aceste marne suferă și o aplatizare, ele vor fi mai intens cutate apărînd o serie de perturbații în vecinătatea stratelor de gresii. Gradul

de aplatizare este mai accentuat în partea inferioară a anticlinalului format de gresie și mai slabă în partea sa superioară (fig. 5.62).

Forma unei cute deformată în acest fel depinde de contrastul litologic dintre rocile ce formează stratele supuse la aplatizare și flexionare, precum și de intensitatea relativă a proceselor de aplatizare și flexionare.

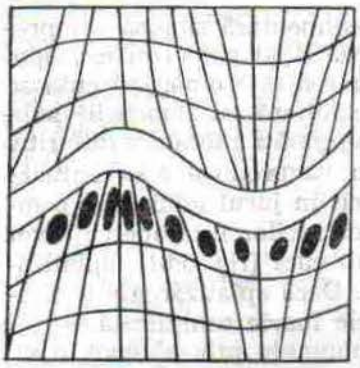


Fig. 5.62 — Distribuția planelor de șistuozitate într-o cută formată cînd flexionarea este contemporană cu aplatizarea.

Cutele formate prin acest mecanism pot fi complicate dacă planul de aplatizare nu este perpendicular pe cel de stratificație dînd cute asimetrice, cu asimetrie cu atît mai accentuată cu cît unghiul dintre cele două planuri este mai mic.

5.5.6. Cute knick, en chevron și conjugate

Unele tipuri de cute au flancuri drepte care se intersectează într-o șarnieră ascuțită, fără curbură, ele fiind descrise funcție de forma lor sub diferite nume:

- *cute knick* (=kink band sau joint drags) sînt cute similare, de talie mică, a căror rază de curbură este nulă și ale căror flancuri și plane axiale sînt plane cu dimensiuni pînă la 10 cm lățime (fig. 5.63 *a*);
- *cute în zig-zag* (=knee fold) termen aplicat acelor cute egal spațiate de dimensiuni mai mari decît knick-urile (fig. 5.63 *b*);
- *cute conjugate* — cute la care două benzi de knick se intersectează (fig. 5.64).
- *cute „en chevron"* (=concertina folds) sînt acele cute în care stratele sînt cutate astfel încît raza lor de curbură este apreciabilă pe o parte a stratului și nulă pe cealaltă parte, astfel încît stratele închid spații goale de formă triunghiulară în zonele de șarniere (fig. 5.63 *c*).

Forma cutelor la diferite strate se menține constantă, fiind tipuri de cute similare. Deformația internă a materialului cutat în toate aceste structuri este acompaniată de o alunecare pe stratificație ca în cutarea de flexionare, pe suprafețele de strat putînd apărea striuri.

Mecanismul cutelor knick. Formarea cutelor knick a fost explicată de diverși autori după 3 modele posibile (Johnson, 1956, Ramsay 1967, Mattauer 1974) (fig. 5.65; 5.66);

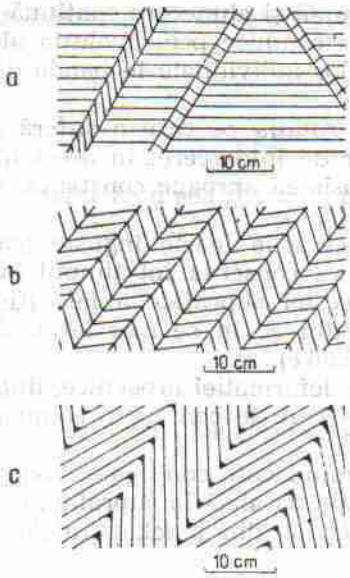


Fig. 5.63 — Cute:
a — knick; b — în zig-zag; c — „en chevron".

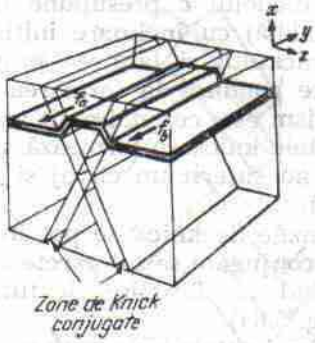


Fig. 5.64 — Cute conjugate.

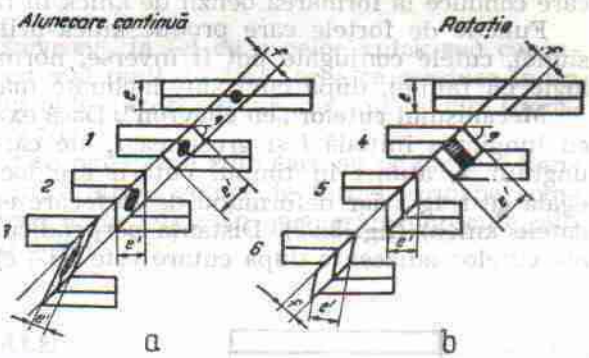


Fig. 5.65 — Mecanisme de formare a cutelor knick:
a — translație; b — rotație.

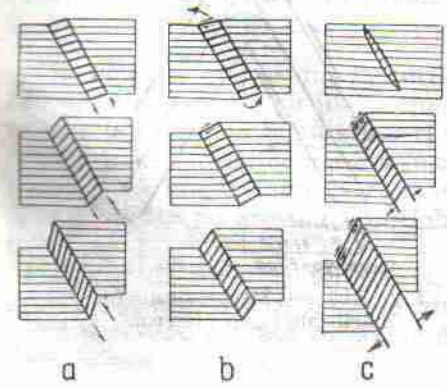


Fig. 5.66 — Modele de formare a cutelor knick:
a — după Johnson (1956); b — după Ramsay (1967); c — după Mattauer (1973).

— modelul *a* presupune o forfecare simplă și alunecare continuă de-a lungul acestor plane de forfecare, ceea ce conduce prin evoluția alunecării la reduceri treptate a grosimii stratelor individuale în banda deformată (fig. 5.66 *a*; 5.65 *a*);

— modelul *b* admite drept mecanism rotația pe care o suferă stratele în banda de knick în jurul punctelor de întoarcere; în acest mecanism stratele individuale își păstrează grosimea aproape constantă, variind grosimea benzii de knick (fig. 5.66 *b*; 5.65 *b*);

— modelul *c* presupune formarea unei zone foarte înguste (suprafață axială) cu înclinare inițială care se va conserva tot timpul evoluției knickului și lărgirea progresivă a acestei suprafețe axiale (fisuri), ceea ce conduce la formarea unei benzi din ce în ce mai largi. Acest mecanism este cel mai mult acceptat (fig. 5.66 *c*).

Cutele knick se formează spre sfîrșitul deformației orogenice, după ce rocile au suferit un clivaj și o șistozitate, care le conferă o comportare ductilă.

Benzile de knick se pot intersecta formînd cute conjugate; zonele de knick conjugate se intersectează după o linie paralelă la suprafața cutată, rezultînd axe de cute ale tuturor suprafețelor din knick paralele între ele (fig. 5.64).

Uneori cutele conjugate pot prezenta dispoziții complicate ale axelor de cute, cu orientări foarte diverse, funcție de direcție de acțiune a stressului care conduce la formarea benzii de knick în raport cu înclinarea stratelor.

Funcție de forțele care produc knick-urile (de compresiune sau tensiune), cutele conjugate pot fi inverse, normale sau verticale (prin analogie cu faliile), după cum sînt înclinate marginile benzii (fig. 5.67).

Mecanismul cutelor „en chevron". Dacă examinăm o cută „en chevron", cu lungimea inițială l și grosimea t, ale cărei flancuri sînt înclinate cu unghiul α, atunci în timpul cutării are loc o alunecare strat pe strat egală cu $t \cdot \operatorname{tg} \alpha$ iar deformația de forfecare este $\gamma t = \operatorname{tg} \alpha$ (diferite față de cutele knick) (fig. 5.68). Distanța perpendiculară între suprafețele axiale ale cutelor adiacente după cutare este $l(1+e)$, unde e este scurtarea mă-

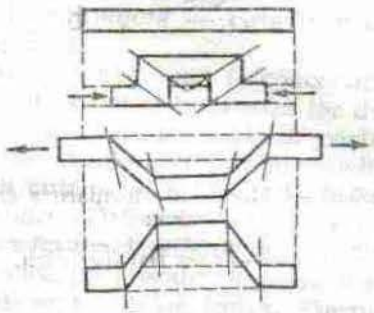


Fig. 5.67 — Tipuri de cute conjugate:
a — inverse; *b* — normale; *c* — verticale.

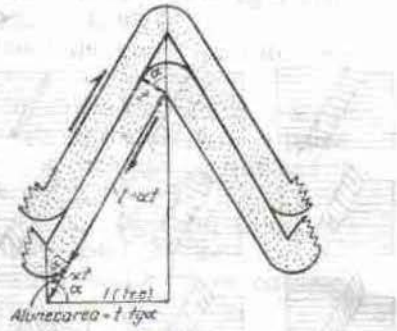


Fig. 5.68 — Mecanismul formării cutei „en chevron"

surată de-a lungul direcției inițiale a stratificației. Din fig. 5.68 rezultă că:

$$(l-\alpha t+t\cdot\operatorname{tg}\alpha)\cdot\cos\alpha=l(1+e) \tag{5.1}$$

$$1+e=\frac{l-\alpha l}{l}\cos\alpha+\frac{l}{l}\sin\alpha \tag{5.2}$$

relație identică cu cea găsită la cutele knick.

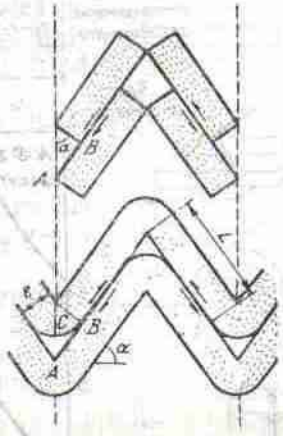


Fig. 5.69 — Cute „en chevron" și tectiformă.

Deformarea cutelor „en chevron", la fel cu a celor knick sau conjugate, nu depășește scurtarea cu mai mult de 25%, ceea ce conduce la un unghi de înclinare a flancurilor cutei „en chevron" mai mic de 60°. (Ramsay, 1967) oricare ar fi raportul t/l.

Dacă materialul este casant se pot forma cute care au pe ambele flancuri curburi nule, închizînd între strate goluri de formă aproape rombică; rezultă cute fără șarnieră (cute rupte în șarnieră) cunoscute sub numele de *cute tectiforme* (fig. 5.69).

5.6. NIVELE STRUCTURALE

Structurile cutate din lanțurile orogenice sînt foarte variate, funcție de condițiile în care au luat naștere: la temperaturi de pînă peste 1 000°C, la presiuni de pînă la 10 kilobari și la adîncimi cuprinse între 0 și 40 km.

Urmărind în adîncime dezvoltarea diferitelor formațiuni geologice se constată că într-o anumită zonă deformațiile pe care le suferă rocile sînt de același tip pe grosimi apreciabile și se succed de la suprafață în profunzime.

Domeniile scoarței terestre unde mecanismele dominante de deformație sînt aceleași se numesc *nivele structurale*. Termenul „nivel" este utilizat pentru a arăta că aceste domenii sînt în general suprapuse unele peste altele.

Întrucît nivelul structural este caracterizat prin același mecanism de deformare, trebuie să precizăm care sînt principalele mecanisme care apar în scoarța terestră sub efectul mișcărilor de compresiune (deformațiile studiate sînt datorate mișcărilor de compresiune ce apar în timpul formării și evoluției unui lanț orogenic).

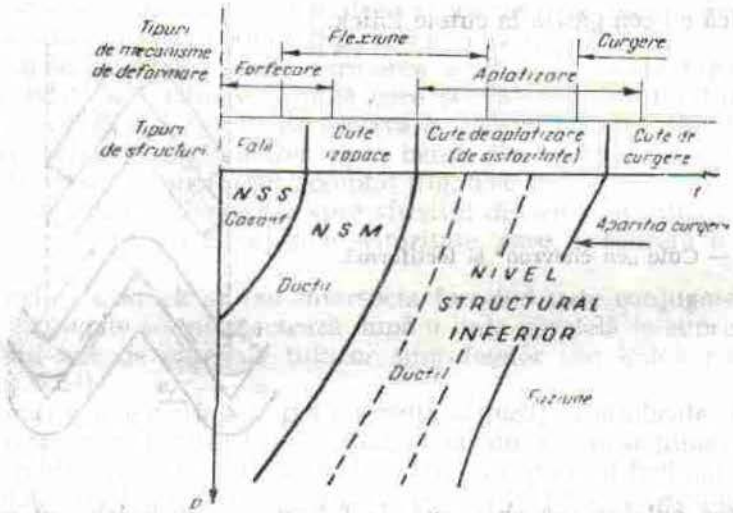


Fig. 5.70 — Delimitarea domeniilor nivelelor structurale într-o diagramă temperatură (t)—presiune (P) cu indicarea tipurilor de mecanisme de deformare și a structurilor rezultate.

În condițiile creșterii presiunii și temperaturii, rocile au un comportament variabil, de la casant (la presiuni și temperaturi mici) la ductil (la presiuni și temperaturi înalte) și se comportă ca un lichid foarte vîscos dacă au atins punctul de fuziune. Se separă astfel domenii caracterizate prin comportare casantă, ductilă și fuziune, în cadrul cărora se pot delimita subdomenii, a căror alură este asemănătoare cu cea din fig. 5.70. Fiecare din aceste domenii se caracterizează prin mecanisme de deformare proprii, care produc structuri specifice.

Mecanismele de deformare, dependente de comportamentul rocilor, vor fi urmărite în condiții de creștere a presiunii și temperaturii, în cadrul unei succesiuni de strate supusă compresiunii (fig. 5.71):

— dacă rocile sînt casante, deformația se va manifesta prin formarea fracturilor, predominant falii de încălecare (deoarece componenta orizontală a stressului este mai mare), întreg domeniul fiind caracterizat prin existența faliilor, lipsa cutelor, mecanismul de deformație dominant fiind forfecarea (fig. 5.71 *a*);

— cînd rocile ating o anumită ductilitate ele încep să se deformeze fără a se rupe, formîndu-se cute. Tipurile de cute sînt diferite, funcție de

nivelul de ductilitate pe care-l ating rocile. Într-un prim stadiu, cînd ductilitatea rocilor este redusă, stratele se cutează în cute izopace (cu menținerea grosimii normale constante) prin mecanismul predominant de flexionare (fig. 5.71 *b*). Într-un stadiu mai evoluat, rocile devin foarte ductile, deformația este intensă și generalizată, provocînd transformarea tuturor elementelor sferice în elipsoizi aplatizați. Rocile suferă o aplatizare generală, care conduce la formarea unei anizotropii de origine mecanică și anume șistozitatea. Cutele devin anizopace (=similare), mecanismul de deformare predominant fiind aplatizarea (fig. 5.71 *c*);

— la adîncimea la care temperatura este apropiată sau superioară punctului de topire al rocilor, acestea se comportă ca lichide mai-mult sau mai puțin vîscoase, dînd naștere cutelor de curgere, mecanismul de deformare predominant fiind curgerea (fig. 5.71 *d*)

Trecerea de la un mecanism la altul este gradată și este posibil ca în unele domenii să intervină mai multe mecanisme de deformare în același timp, tipurile de roci și reacția lor la presiune și temperatură fiind diferite.

Desigur, diagrama presiune/temperatură, cu separarea diferitelor nivele structurale, din fig. 5.70 este orientativă. Pentru fiecare zonă tectonică ea este modificată, fiind influențată de o serie de condiții: gradientul geotermic, gradientul tectonic, litologia formațiunilor geologice, mobilitatea scoarței etc.

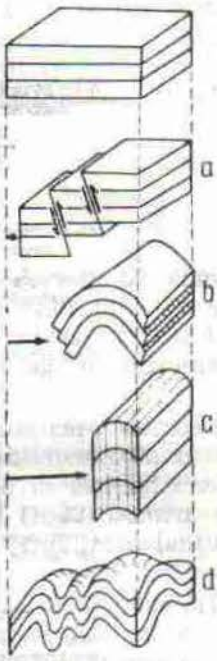


Fig. 5.71 — Principalele mecanisme de deformare ce acționează într-o stivă de strate, în condițiile creșterii continue a temperaturii și presiunii.

Funcție de tipurile de structuri, determinate de acțiunea principalelor mecanisme de deformare specifice, Mattauer (1973) a separat trei nivele structurale (fig. 5.72):

1. *Nivelul structural superior*, caracterizat prin structuri de tipul faliilor (în special falii de încălecare) formate prin mecanismul predominant de forfecare. Comportarea rocilor este în principal casantă.

2. *Nivelul structural mediu*, unde comportarea rocilor este ductilă și se formează structuri de tipul cutelor izopace prin mecanismul predominant de flexiune. Trecerea de la nivelul structural superior este gradată, uneori înregistrîndu-se o zonă de tranziție destul de larg dezvoltată.

3. *Nivelul structural inferior*, dezvoltat pe o adîncime mare (domeniul de presiune și temperaturi mari, în care la început are loc aplatizarea și apoi, pe măsura creșterii temperaturii, acționează curgerea. În partea superioară a domeniului sînt caracteristice cutele de aplatizare, cu șistozitate generală. Funcție de șistozitate sînt separate mai multe subdomenii: cu șistozitate de fracturare, șistozitate de flux și șistozitate de foliație. Mai în adîncime predomină curgerea, rocile comportîndu-se ca

fluide vîscoase, formîndu-se cute de curgere. Nivelul structural inferior corespunde, în general, domeniului de metamorfism al rocilor, în cadrul căruia este posibil să se facă subdiviziuni funcție de mecanismul principal de deformare și efectele acestuia asupra rocilor. Delimitarea față de nivelul structural este dată de apariția șistozității la roci, fiind separat frontul superior de șistozitate.

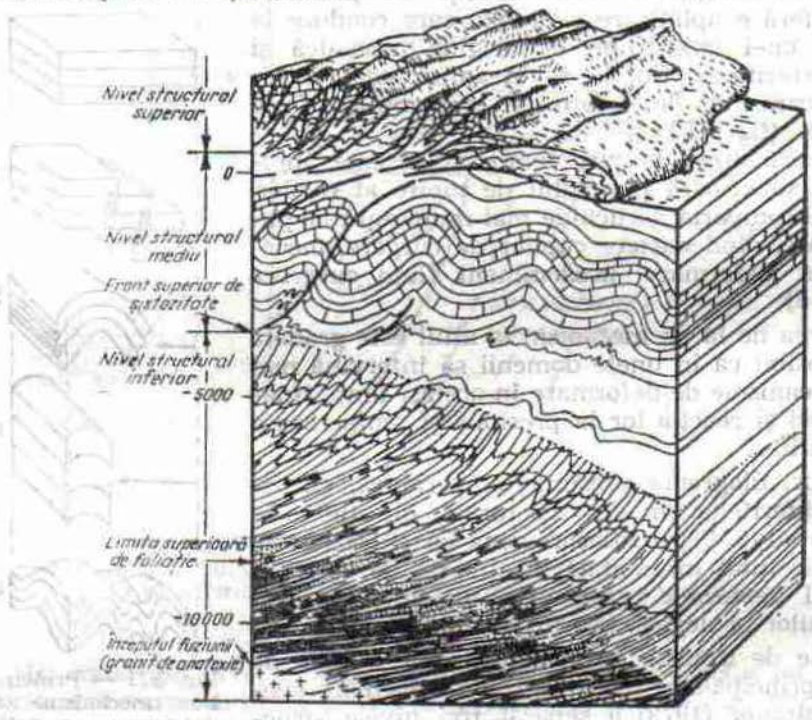


Fig. 5.72 — Secțiune ipotetică prin scoarța terestră cu indicarea nivelelor structurale și a tipurilor principale de structuri (după Mattauer, 1973).

Într-o regiune studiată este posibil ca cele trei nivele structurale să fie suprapuse, la adîncimi care depind de gradientul termic, litologie etc. Uneori, dacă examinăm un lanț muntos, constatăm că dispoziția spațială a rocilor deformate în cadrul celor trei nivele structurale să fie următoarea: în zona centrală se găsesc roci deformate în condițiile nivelului structural inferior (cute de curgere și de aplatizare); de o parte și alta se dezvoltă zone deformate predominant în condițiile nivelului structural mediu (cute izopace formate prin aplatizare); la extremități se disting zone deformate în condițiile nivelului structural superior (în cadrul căruia predomină fracturile de forfecare). Unele sau altele din aceste zone deformate, în condițiile diverselor nivele structurale, pot avea o dezvoltare mai largă sau mai restrînsă, funcție de istoria tectonică a lanțului orogenic studiat.

5.7. TIPURI GENETICE DE CUTE

Pentru a defini tipurile genetice de cute trebuie să luăm în considerare natura forțelor care produc cutele, precum și cauzele cutării. Forțele care produc cutarea stratelor pot fi de origine tectonică (tangențiale și verticale) și ele formează cutele adevărate (propriu-zise) sau pot fi de origine netectonică (forțe superficiale) care formează pseudocute. Prin cauzele cutării înțelegem felul și sistemul forțelor de cutare (nu cauzele forțelor tectonice însăși), acestea fiind: forțe de compresiune orizontală, cuplu vertical, cuplu orizontal și forțe verticale.

5.7.1. Cute formate prin acțiunea forțelor tectonice

Cute datorate forțelor de compresiune orizontală. Forțele de compresiune orizontală acționează paralel cu suprafața globului terestru și ele pot fi de aceeași intensitate de o parte și alta a zonei asupra căreia acționează sau de intensități diferite. Uneori ele pot să acționeze numai dintr-o singură direcție.

În cazul forțelor de compresiune de aceeași intensitate care afectează o regiune geosinclinală se formează un lanț orogenic bilateral, în care cutele și încălecările au vergență simetrică pornind de la centrul centurii cutate. Astfel de forțe au fost invocate de Argand (1922) pentru a explica centurile muntoase cu simetrie bilaterală, așa cum este lanțul munților Zagros din Iran (fig. 5.73).

Efectul compresiunii orizontale ce acționează în stratele dispuse orizontal este formarea cutelor cu axe perpendiculare la direcțiile de compresiune, cutele fiind drepte.

Dacă compresiunea este unilaterală se nasc cute cu vergență. Încă din 1893, Willis a demonstrat experimental că într-o succesiune de strate supuse la compresiune unilaterală se formează cute cu vergență în sensul de acțiune al forței. Tot Willis (1934) a demonstrat experimental că

Fig. 5.73 — Secțiune schematică prin orogenul bilateral al Munților Iranului (după Argand, 1922).

vergența cutelor depinde de ductilitatea complexelor de roci. Astfel dacă stratele inferioare au ductilitate redusă și cele superioare au ductilitate mare atunci vergența va fi în sensul de acțiune a forței. Dacă ductilitățile relative ale stratelor sînt inversate, vergența cutelor va fi în direcție

opusă presiunii active (fig. 5.74). Asemenea observații sînt valabile numai pentru un pachet de strate aflat în imediata apropiere a punctului de aplicare a forței și nu pentru stive groase de formațiuni care se cutează. Aceste date experimentale pot explica formarea cutelor retrograde, cu dezvoltare locală, ce apar cu vergență inversă în raport cu vergența generală a structurilor lanțului cutat.

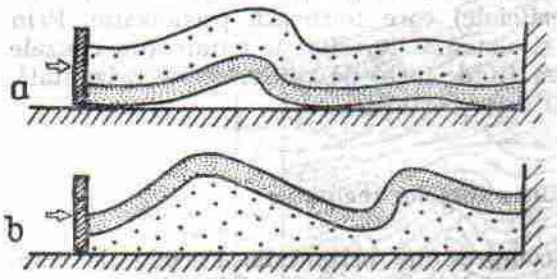


Fig. 5.74 — Diagramă ilustrînd concepția lui Willis (1934) privind formarea cutelor cu vergență în cazul acțiunii forțelor unilaterale:
a — stratul mai ductil este deasupra; *b* — stratul mai ductil este dedesubt (după Jaroszewski, 1984).

Prin acțiunea forțelor de compresiune unilaterală ce acționează la scară regională se formează lanțurile cutate unilaterale, asimetrice, cu vergență spre vorland. *Vorlandul* reprezintă regiunea din fața lanțului orogenic spre care sînt deversate cutele și faliile, iar regiunea din spatele lanțului orogenic se numește *hinterland*. Cînd vorlandul este activ, mișcarea este de subîmpingere, iar cînd hinterlandul este activ, mișcarea este de supraîmpingere.

În prezent se acceptă, în marea majoritate a cazurilor, că lanțurile orogenice sînt asimetrice, vorlandul alunecînd spre hinterland, ajungînd sub seriile cutate ale cuverturilor sedimentare care au cute și încălecări cu vergență spre vorland.

Mulți cercetători sînt de părere că structurile cutate produse prin compresiune orizontală sînt specifice regiunilor orogenice și ele nu pot fi generate în regiunile de platforme. Motivele invocate pentru lipsa cutelor de acest tip în regiunile de platforme sînt legate de faptul că substratul rigid nu se poate scurta, iar cuvertura sedimentară nu poate transmite presiuni adecvate pentru formarea unor astfel de cute la distanțe mari.

Cute formate prin cuplu de forțe în plan vertical. Formarea unui cuplu de forțe în plan vertical este posibilă prin acțiunea forțelor de compresiune orizontală care nu se află exact în același plan. De altfel sînt foarte rare situațiile în care forțele de compresiune acționează exact la același nivel pentru a forma cute tipice de compresiune orizontală.

Efectul principal al cuplului de forțe care acționează în timpul cutării este de a da o vergență uniformă a cutelor, vergență în sensul de acțiune a cuplului (fig. 5.75). Aceasta se exprimă prin asimetria, deversarea sau răsturnarea cutelor.

În crusta terestră astfel de forțe de cuplu vertical pot să acționeze la scară globală sau locală. În cadrul mișcării plăcilor care converg una

spre alta, în procesul de subducție se realizează un cuplu de forțe vertical prin acțiunea forțelor suborizontale ce deplasează placa subdusă și a forțelor aproape orizontale dar de sens opus din placa de deasupra (placa supraîncălecată). În acest mod se explică formarea structurilor cutate ale prismelor de acrețiune cu vergență spre placa aflată în subducție.

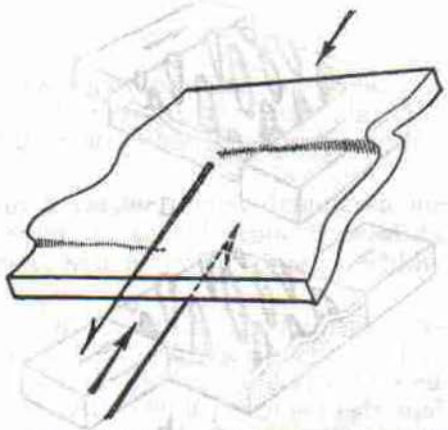


Fig. 5.75 — Formarea cutelor asimetrice și deversate, cu vergență în sensul de acțiune a cuplului de forțe.

La scară locală apar frecvent astfel de cupluri verticale în lanțurile cutate care au structuri în pînze de șariaj. Formarea cutelor cu vergență este efectul cuplului de forțe realizat prin alunecarea pachetelor de roci din pînză de-a lungul planului de șariaj prin alunecare gravitațională (componenta tangențială a gravitației) și subîmpingerea rocilor de sub planul de șariaj sau acțiunea forțelor de rezistență la alunecarea pe planul de șariaj.

Cute formate prin cuplu de forțe în plan orizontal. Acțiunea unui cuplu de forțe orizontal într-o zonă poate avea ca efect formarea unor cute dispuse în releu. Cele mai frecvente cupluri orizontale sînt realizate prin evoluția faliilor majore de decroșare, care pot conduce, la scară regională, la formarea unor lanțuri muntoase (=centuri orogenice formate prin culisaj). Forțele care alcătuiesc cuplul pot acționa în blocuri diferite ce alunecă în raport cu un bloc central, în acesta luînd naștere cute (fig. 5.76 *a*) sau pot să fie dispuse ca rezultat al compresiunii orizontale excentrice, avînd ca efect formarea cutelor în releu (fig. 5.76 *b*).

Importanța cutelor formate prin acest mecanism este foarte mare în unele regiuni, ele dezvoltîndu-se practic în vecinătatea tuturor marilor falii de decroșare active. Atunci cînd cuplul este realizat de mișcarea pe două falii majore de decroșare se formează un lanț orogenic, cu structuri cutate și faliate dispuse la unghiuri în jur de 45° în raport cu direcția de deplasare pe falii (ex. lanțul muntos din vestul Californiei, format prin activitatea sistemului de falii de decroșare San Andreas). În țara noastră este posibil ca astfel de structuri cutate să fie cele ale Dobrogei de nord, formate prin acțiunea cuplului de forțe orizontal repre-

zentat de faliile Sf. Gheorghe la nord și Peceneaga—Camena la sud, direcțiile elementelor structurale fiind oblice la direcțiile acestor falii, iar structurile sînt în relief.

Cute formate prin mișcări verticale. Astfel de cute au fost explicate prin forțe verticale diferențiale, a căror cauze nu au fost încă elucidate

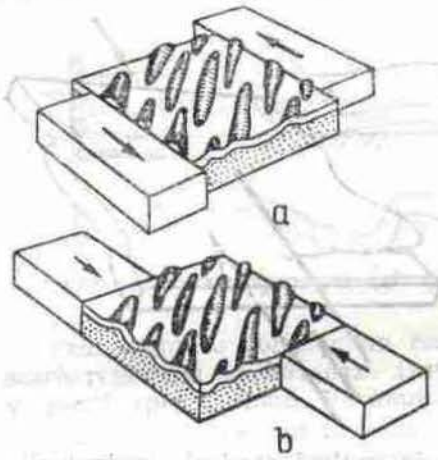


Fig. 5.76 — Cute formate prin acțiunea cuplului de forțe orizontal:
a — mișcare de-a lungul faliilor de decroșare;
b — compresiune orizontală excentrică (după Jaroszewski, 1981).

și se referă la cutele cu rază mare de curbură și cu extindere mare în spațiu, dezvoltate în special în regiunile de platformă.

Există însă o serie de cute formate prin acțiunea forțelor verticale datorate unor cauze cunoscute și anume:

— mișcarea pe verticală (de ridicare sau coborîre) a unor blocuri din fundament care produc curbarea cuverturii sedimentare sub forma anticlinalelor (dacă blocul se ridică) sau a sinclinalelor (dacă blocul coboară), cu extindere relativ mare. Cutele sînt în general simetrice, cu înclinări mici ale flancurilor, fiind specifice regiunilor de platformă;

— mișcarea pe verticală a unor blocuri în cazul formării structurilor de tip graben sau horst, mișcare care poate genera cute în stratele ce alcătuiesc aceste blocuri (fig. 5.77 *a*, *b*);

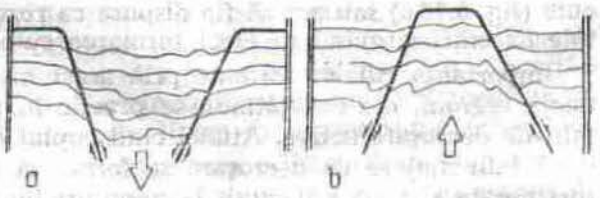


Fig. 5.77 — Formarea cutelor prin mișcarea pe verticală a blocurilor:
a — formarea unui graben; *b* — formarea unui horst.

— ridicarea magmei spre suprafață (amplasamentul plutonilor) și boltirea rocilor aflate deasupra, cu formare de anticlinale largi;

— cute formate datorită procesului de diapirism, fie în stadiul său inițial (cute de tip dom, cum sînt domurile gazeifere din Bazinul Tran-

silvaniei), fie în rocile aflate deasupra simburelui diapir ce nu a ajuns la zi;

— cute formate în apropierea faliilor verticale, mai ales cele de dimensiuni mari și care au fost active în diverse perioade. Jocul blocurilor pe verticală poate antrena rocile din jur producînd cute.

5.7.2. Cute de origine netectonică

Există mai multe cauze netectonice care pot produce cute, cu dezvoltare locală, ele fiind legate de procese de variații de volum ale rocilor, alunecări submarine, efectul grosimilor stratelor inegal repartizate, acțiunea gheții etc.

Cute formate prin variația de volum a rocilor. După depunerea lor inițială, rocile pot suferi variații de volum, în sensul scăderii acestuia prin compactizare diferențială a stratelor, sau al creșterii prin schimbări în compoziția chimică.

— Compactizarea diferențială a stratelor se realizează datorită procesului de tasare ce are loc în rocile neconsolidate, formarea cutelor putîndu-se realiza astfel: sedimentele se depun pe un relief de eroziune cu o grosime inegală (deasupra formelor pozitive de relief grosimea este mai mică, iar deasupra formelor negative este mai mare). După sedimentare rocile se tasează direct proporțional cu grosimea lor, astfel încît vor forma cute cu înclinări mici ale flancurilor. Dacă, de exemplu, pe un relief de eroziune ca în fig. 5.78 *a* se depun sedimente și tasarea lor este de 30%, atunci se vor forma cute cu înclinări mici (fig. 5.78 *b*). Astfel de cute sînt deosebit de importante pentru acumulările de petrol, atît în ele cît și în fundament unde migrația se poate produce lateral.

— Schimbări în compoziția chimică a rocilor, ce pot apărea în unele situații, conduc la modificări ale volumului inițial. Exemplul clasic ni-l oferă gipsul, format pe seama anhidritului care se hidratează, mărindu-și volumul cu circa 60%. Întrucît spațiul în care se găsește este limitat, gipsul se va cuta, formînd cute ptigmatice. De obicei cutele sînt foarte strînse, dezvoltate pe grosimi de 1—2 m și deci fără importanță în scoarța terestră.

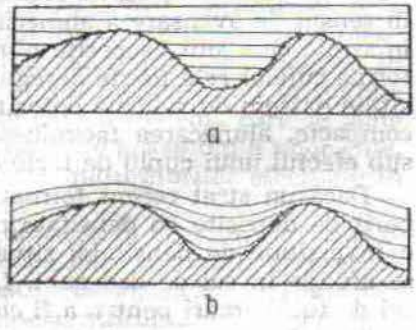


Fig. 5.78 — Cute formate prin compactizare diferențială în care stratele de deasupra se tasează cu 30%:
a — stadiul inițial; *b* — după tasare.

Cute formate în strate neconsolidate sub acțiunea stratelor suprajacente cu grosimi inegal repartizate. Astfel de cute se formează în roci moi, plastice. Procesele care provoacă cutarea sînt încărcarea inegală a unor roci, alunecarea submarină și apăsarea și afundarea rocilor mai compacte în cele moi.

Anticlinale de vale sînt structuri care se formează în roci plastice (sare, argilă, cărbune etc.), datorită reducerii sarcinii geologice de deasupra acestora. Dacă există o succesiune de roci plastice acoperite de roci compacte (ex. calcare, gresii), prin procese de eroziune se poate realiza local o distribuție inegală a grosimii stratelor de deasupra, astfel încît stratele plastice aflate inițial sub o presiune litostatică mare pot să se destindă și să țîșnească în sus formînd structuri anticlinale (fig. 5.79). Astfel de structuri apar frecvent în șisturi negre din Carpații Orientali care, dacă sînt acoperite de succesiuni de roci competente, prin acțiunea eroziunii se pot produce descărcări de sarcină și atunci șisturile se ridică formînd structuri anticlinale sau chiar mici diapire. O astfel de structură a descris Dragoș în depozitele oligocene ale pintenului de Văleni (pe valea Văleanca), anticlinalul de vale fiind format de șisturi disodilice.

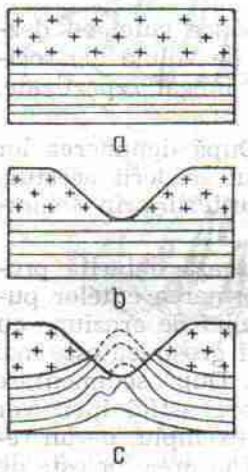


Fig. 5.79 — Formarea anticlinalelor de vale: *a* — situația inițială; *b* — erodarea stratului de deasupra; *c* — cutarea stratelor prin descărcare de sarcină, formînd anticlinale de vale.

Alunecări submarine sînt procese ce se petrec pe fundul bazinelor de sedimentare în roci mobile recent depuse. Sedimente saturate în apă alunecă pe pante cu înclinări mici (pînă la 1°). Alunecarea poate fi amorsată de cutremure de pămînt, de curenți de turbiditate, eroziune subacvatică, fiind antrenate mase de roci de dimensiuni variate, în general de grosimi mici. Cutele care se formează sînt numeroase și au aspect dezordonat, în general cu axele aplecate în sensul de avansare a alunecării. Alunecările submarine se pot produce în strate care sînt acoperite numai de apă și atunci distribuția spațială și forma cutelor este foarte neregulată. Alteori se produce în strate cu plasticitate extrem de ridicată datorită fluidizării, strate cuprinse între pachete compacte, alunecarea făcîndu-se de-a lungul a două plane de separație sub efectul unui cuplu de forțe (fig. 5.80).

Dacă un strat recent format, care conservă încă fluiditatea, este acoperit de depozite cu densitate mai mare, la limita dintre ele se produce o inversiune de densitate, situație în care stratul de deasupra tinde să se afunde în cel de dedesubt. La limita între strate apar ondulații, uneori destul de mari pentru a fi confundate cu cutele.

Cute formate prin îndoirea capetelor de strate. Se formează în succesiunile de strate cu înclinare mare, tăiate de suprafețe topografice cu pantă mare. Se pot realiza astfel condiții ca prin acțiunea gravitației să aibă loc deplasarea în josul pantei a materialului acumulat, care să pro-

ducă îndoirea sub forma unor cute a părții superioare a stratelor. Astfel de cute sînt frecvente în rocile argiloase sau cu numeroase intercalații argiloase (fig. 5.81).

Cute formate prin acțiunea gheții din ghețari. În curgerea lor ghețarii pot exercita presiuni asupra rocilor pe care alunecă, antrenîndu-le

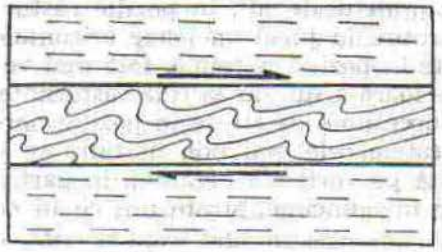


Fig. 5.80 — Alunecări submarine.

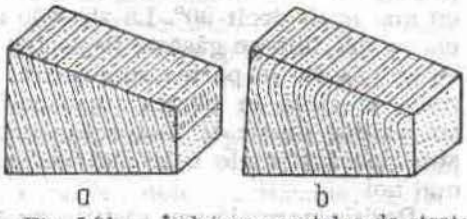


Fig. 5.81 — Îndoirea capetelor de strat: *a* — starea inițială; *b* — formarea cutelor prin alunecarea părții superioare.

și deformîndu-le sub formă de cute sau chiar mici încălecări. Astfel de cute nu depășesc 10—20 m în adîncime și sînt frecvente în depozitele pleistocene ca efecte ale glaciațiunilor noi.

5.8. METODE DE STUDIU ȘI DE REPREZENTARE A CUTELOR

Cercetarea structurilor cutate se bazează pe observații directe efectuate pe teren în deschideri naturale sau în deschideri artificiale, cum sînt cariere, tunele, debleuri etc., precum și pe datele obținute prin foraje, lucrări miniere și prin diferite metode geofizice.

În cadrul lucrărilor de cartare geologică în regiuni cu strate cutate se urmărește cunoașterea poziției stratelor, a repartiției faciesurilor și a grosimilor, a discordanțelor unghiulare. Dat fiind faptul că aflorimentele sînt, de regulă, mult mai mici decît dimensiunile cutelor majore, în ele nu se pot observa decît un pachet de strate înclinate sau orizontale care reprezintă doar o anumită parte a unei cute. Problema care se pune în fața geologului este de a reconstitui imaginea de ansamblu a unor cute, prin sintetizarea și corelarea observațiilor și a măsurătorilor efectuate în puncte izolate.

În cazul unor cute normale simple, recunoașterea structurilor anticlinale și sinclinale se realizează relativ ușor, pe baza înclinării divergente și, respectiv, convergente a stratelor. În astfel de structuri se poate urmări, cu destulă ușurință, succesiunea normală, stratigrafică, a depozitelor și se poate întocmi coloana stratigrafică a formațiunilor cutate și deschise prin eroziune sau prin activitatea umană.

În regiunile cu o structură cutată complexă, în care întîlnim atît cute normale cît și cute izoclinale, culcate sau în evantai descifrarea structurii

nu se poate realiza numai pe baza observațiilor asupra geometriei stratelor fără stabilirea raporturilor privind vîrsta relativă a acestora. O mare importanță o prezintă în acest caz determinarea, în fiecare afloriment, a poziției normale sau răsturnate a stratelor.

Un strat se găsește în poziție normală atunci cînd el nu și-a modificat poziția sa inițial orizontală cu mai mult decît 90°. În poziție răsturnată se află stratele care au suferit o rotire în jurul unei axe orizontale cu mai mult decît 90°. La stratele aflate în poziție normală, fața mai veche a stratului se găsește la partea inferioară a lui, iar la cele răsturnate, ea se găsește la partea superioară. O succesiune de strate în poziție normală prezintă în partea superioară stratele cele mai noi, în timp ce o succesiune de strate răsturnate urmărită pe verticală prezintă, în partea superioară stratele cele mai vechi, iar în adîncime, strate din ce în ce mai noi.

Poziția normală sau răsturnată a stratelor se poate recunoaște pe baza următoarelor criterii:

1. *Criteriul biostratigrafic* conform căruia, în poziție normală stratele importanță o prezintă în acest caz determinarea, în fiecare afloriment, a acesteia; în cazul poziției răsturnate strate mai vechi stau deasupra stratelor mai tinere (fig. 5.82 *a*). Determinarea vîrstei stratelor în această situație se face pe baza fosilelor.

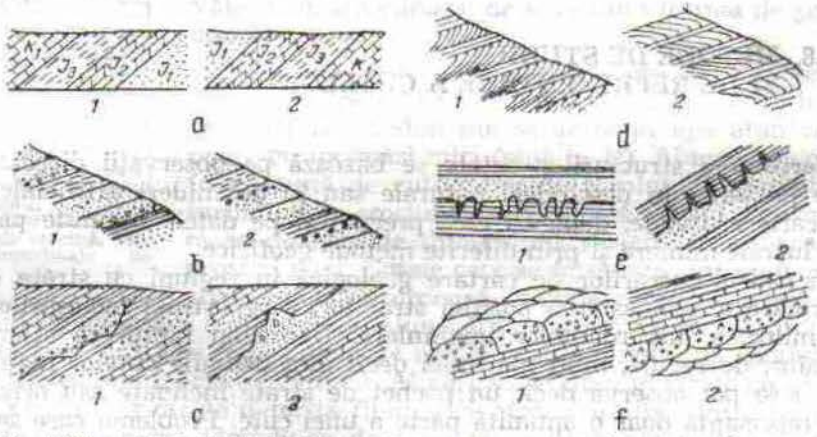


Fig. 5.82 — Criterii de determinare a poziției normale (*1*) și răsturnate (*2*) a stratelor:

a — criteriul biostratigrafic; *b* — granoclasarea; *c* — hieroglife; *d* — stratificația oblică de curenți; *e* — crăpături de uscare; *f* — lave cordate scoriacee.

2. *Granoclasarea verticală*, adică trecerea gradată de la granule mai grosiere din baza unui strat spre granule din ce în ce mai fine spre fața superioară a acestuia; în cazul unui strat în poziție răsturnată aceste raporturi sînt inversate, mărimea granulelor crescînd spre fața superioară (fig. 5.82 *b*).

3. *Criteriul hieroglifelor* se bazează pe faptul că mulajele microreliefului fundului bazinului de sedimentare format sub acțiunea curenților

sau a organismelor epibentonice indică totdeauna fața inițial inferioară, mai veche, a stratelor. Cînd găsim hieroglife pe fața superioară a unui strat, stratul respectiv este în poziție răsturnată (fig. 5.82 *c*).

— *Stratificația oblică de curenți*, pe lîngă faptul că permite reconstituirea orientării paleocurenților, ajută și la recunoașterea feței inițial inferioare a stratelor, întrucît laminele acestui tip de stratificație sînt orientate, de regulă, cu convexitatea spre fața inițial inferioară a stratelor, iar spre fața inițial superioară ele sînt retezate de laminele acoperitoare avînd aspectul unor microdiscodanțe unghiulare. În poziție răsturnată stratele prezintă lamine orientate cu partea convexă în sus (fig. 5.82 *d*).

— *Urmele de valuri* în poziția normală a stratelor au crestele ascuțite îndreptate în sus, iar în poziție răsturnată crestele privesc în jos.

— *Crăpăturile de uscare*, în cazul stratelor aflate în poziție normală, se lărgesc spre fața superioară, iar în cazul stratelor răsturnate, se lărgesc spre fața îndreptată în jos (fig. 5.82 *e*).

— *Lavele cordate* în poziție normală prezintă vacuole cu diametre din ce în ce mai mari pe măsura apropierii de fața superioară a curgerii de lavă (fig. 5.82 *f*).

Transpunerea cît mai exactă a pozițiilor și a limitelor geologice pe hartă și apoi pe secțiuni geologice conduce la lămurirea raporturilor dintre strate și, în cele din urmă, la descifrarea structurii de ansamblu a regiunii.

De un real ajutor în descifrarea structurii unei regiuni s-a dovedit *analiza geomorfologică*, realizată fie pe baza observației directe de pe culmi sau din aer, fie pe baza hărților topografice sau, mai ales, pe baza interpretării aerofotogramelor. Se știe că stratele și seriile de strate constituite din roci mai bine consolidate, cum sînt conglomeratele, gresiile cuarțitice, calcarele, dolomitele silicolitele etc., sînt, în general, mai rezistente la eroziune și, în consecință, ele constituie forme de relief pozitive, în timp ce stratele și pachetele de strate formate din roci mai puțin rezistente la eroziune cum sînt argilele, șisturile argiloase, nisipurile și, în general, rocile mai slab consolidate, dau un relief mai coborît, cu pante mai line. La limita dintre corpurile de roci mai tari cu alte roci mai puțin tari se formează adesea o ruptură de pantă pe baza căreia se poate urmări contactul respectiv pe mari întinderi.

În regiunile constituite dintr-o alternanță de strate rezistente și mai puțin rezistente cutate și erodate, relieful reflectă foarte bine poziția stratelor. Astfel zonele în care stratele sînt orizontale se caracterizează printr-un relief de podiș sau de platformă structurală, iar limitele dintre strate pot fi urmărite pe aerofotograme sub forma unor benzi dispuse paralel cu curbele de nivel. Stratele cu înclinări mici (sub 15°) din flancurile unor cute formează *cueste*, adică forme pozitive de relief caracterizate printr-un versant plan cu înclinare mai redusă, corespunzînd feței superioare a unui strat mai rezistent la eroziune și un versant mai abrupt, corespunzînd capetelor de strat. Stratele și seriile de strate cu înclinare mare sau verticale formează *creste* cu versanții simetrici. Aceste creste corespund stratelor mai rezistente la eroziune.

Anticlinalele și sinclinalele normale se identifică pe baza înclinării divergente sau convergente a suprafețelor structurale marcate de cueste în relieful regiunii. Cutele deversate, izoclinale sau în evantai pot fi descifrate prin analiza reliefului în zonele de ridicare sau de coborîre axială a acestora, adică acolo unde pot fi observate închideri periclinale ale anticlinalelor sau închideri centriclinale ale sinclinalelor.

Studiul repartiției faciesurilor și a grosimilor depozitelor în cadrul diferitelor subdiviziuni stratigrafice dă indicații asupra raporturilor dintre procesele de cutare și procesele de sedimentare. Astfel în cazul anticlinalelor de tasare dezvoltate deasupra unor culminații ale reliefului îngropat, o subdiviziune stratigrafică în constituția căreia predomină argilele va prezenta grosimi mai mari în zonele depresionare ale reliefului îngropat și grosimi mai reduse deasupra culminațiilor. Înclinarea flancurilor unor astfel de anticlinale se explică prin aceea că în sinclinale, unde grosimea inițială a argilelor a fost mai mare, amploarea tasării este mai mare decît în bolta anticlinalelor, unde grosimea inițială a argilelor a fost mai mică.

Vîrsta cutelor se determină pe baza analizei atente a suprafețelor de discordanță care acoperă structurile cutate. Vîrsta unei cute este cuprinsă între vîrsta celui mai tînăr strat cutat și vîrsta celui mai vechi strat care acoperă discordant cuta respectivă.

În regiunile cu strate cutate acoperite de o pătură groasă de depozite orizontale dispuse discordant, descifrarea structurii de adîncime se bazează, în principal, pe analiza datelor de foraj și a datelor geofizice. Forma cutelor din adîncime se reprezintă cu ajutorul hărților structurale și al secțiunilor geologice.

Reprezentarea structurilor cutate pe hărți geologice. Forma limitelor geologice în cazul structurilor cutate depinde de aspectele reliefului și de morfologia suprafețelor cutate.

— În regiunile cu *relief plan, orizontal,* forma limitelor unor strate cutate depinde direct de forma suprafețelor axiale și de ridicările și coborîrile axiale ale cutelor.

În sectoarele în care planele axiale nu prezintă schimbări ale direcției iar șarnierele cutelor se mențin orizontale, toate tipurile de cute se reprezintă pe harta geologică sub forma unor zone paralele și rectilinii. Stratele de aceeași vîrstă se repetă de o parte și de alta a axelor anticlinalelor în lungul cărora se dezvoltă stratele cele mai vechi și a axelor sinclinalelor marcate de stratele cele mai noi (fig. 5.83). În cazul cutelor cu schimbări ale direcției planului axial limitele se mențin paralele, dar prezintă undulații în plan orizontal.

Diferitele tipuri de cute se deosebesc, în cazul reliefului plat, prin înclinarea și, respectiv, lățimea sub care apar stratele în cele două flancuri. Astfel cutele normale drepte cu înclinări egale și divergente ale flancurilor anticlinalelor se caracterizează prin lățimea egală sub care se reprezintă formațiunile sincrone în cele două flancuri. Cutele cu planul axial înclinat ca și cutele deversate se disting printr-o lățime cartografică mai mică a stratelor în flancul mai înclinat (fig. 5.83 *a*). Cutele izo-

clinale se caracterizează prin lățimea egală a zonelor de afloriment ale stratelor sincrone în cele două flancuri dintre care unele sînt normale iar altele răsturnate (fig. 5.83 *b*). Cutele în evantai se disting prin înclinarea convergentă a flancurilor în anticlinale și divergentă în sinclinale; toate flancurile sînt inverse, adică au stratele în poziție răsturnată (fig. 5.83 *c*).

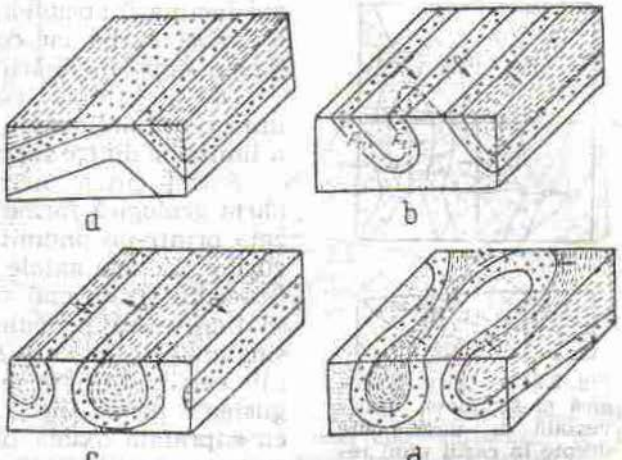


Fig. 5.83 — Reprezentarea cutelor în bloc diagrame, în cazul unui relief plat, orizontal:
a — anticlinal înclinat; *b* — cute izoclinale; *c* — cută evantai cu șarniera orizontală; *d* — cută evantai cu plonj.

În sectoarele de coborîre axială, flancurile anticlinalelor își modifică treptat direcția, se apropie și se racordează formînd o închidere periclinală cu înclinările stratelor orientate în sensuri divergente. Flancurile sinclinalelor se depărtează iar în zona axială se află strate din ce în ce mai tinere.

În sectoarele în care cutele normale suferă o ridicare axială flancurile anticlinalelor se îndepărtează, lărgind zona de dezvoltare a nucleului, iar flancurile sinclinalelor se apropie și se racordează formînd o închidere, sau o terminație centriclinală, în care stratele înclină convergent spre partea centrală a sinclinalului. Trebuie subliniat faptul că în sectoarele de ridicare și de coborîre axială cutele izoclinale se comportă ca și cutele normale, prezentînd închideri periclinale ale anticlinalelor și închideri centriclinale ale sinclinalelor. Din această cauză atît pe aerofotograme cît și pe hărți geologice și pe teren, descifrarea structurii cutelor izoclinale se realizează cel mai bine în zonele de ridicare a sinclinalelor și, respectiv, în zonele de coborîre axială a anticlinalelor.

Cutele în evantai, în cazul unei ridicări sau coborîri axiale, prezintă în plan orizontal conture asemănătoare cu cele din secțiunile transversale. Astfel la un anticlinal în evantai care prezintă o coborîre axială, flancurile răsturnate în sectorul mai ridicat al cutei se îndepărtează, se redresează la verticală, apoi se apropie și se racordează în sectorul mai coborît al cutei, sector în care stratele revin la poziții normale și prezintă înclinări periclinale (fig. 5.83 *d*).

— În regiunile cu *relief accidentat* diferitele tipuri de cute prezintă, în linii generale, aspecte asemănătoare cu cele arătate pentru regiunile cu relief plat, deosebindu-se prin forma mai sinuoasă a limitelor dintre strate determinată de influența formelor de relief și de variația înclinării stratelor. În lungul flancurilor înclinate limitele dintre formațiuni formează pe văi vîrfuri ascuțite îndreptate în sensul înclinării stratelor, iar pe culmi limitele au o formă curbă cu convexitatea îndreptată în sensul opus înclinării stratelor.

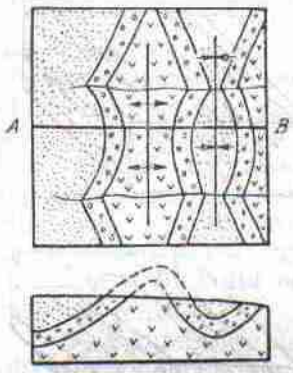


Fig. 5.84 — Harta geologică și secțiunea transversală a unor cute drepte în cazul unui relief accidentat (*A—B* — direcția secțiunii).

Diferitele tipuri de cute se disting, în cazul unui relief accidentat, prin forma caracteristică a limitelor dintre formațiuni.

Astfel cutele normale drepte prezintă pe harta geologică forme liniar alungite caracterizate printr-un anumit grad de simetrie a flancurilor. Zonele axiale ale anticlinalelor, constituite din strate mai vechi, se lărgesc pe văi și se îngustează pe culmi, iar zonele axiale ale sinclinalelor în care sînt dezvoltate formațiunile cele mai tinere se lărgesc pe culmi și se îngustează pe văi (fig. 5.84). Axa unei cute drepte cu suprafața axială plană este o linie dreaptă, ea reprezentînd proiecția pe planul orizontal al hărții a intersecției dintre planul axial vertical și suprafața topografică.

Cutele înclinate se reprezintă într-un mod analog. Ele se deosebesc prin aceea că prezintă lățimi cartografice mai mari ale formațiunilor în flancul cu înclinare mai mică. Totodată sinuozitatea limitelor este mai pronunțată în flancul cu înclinare mai mică. Suprafața axială a cutelor înclinate și a cutelor deversate intersectează relieful ca orice suprafață înclinată; ea se reprezintă pe hartă printr-o linie ondulată, cu vîrfuri pe văi, îndreptate în sensul înclinării planului axial.

Cutele izoclinale prezintă pe harta geologică un aspect asemănător cu cel al unor structuri monoclinale, toate limitele formînd, pe văi, vîrfuri orientate în același sens. Zonele anticlinale și cele sinclinale se disting prin vîrsta formațiunilor din partea axială, prin utilizarea semnelor convenționale pentru indicarea axelor de anticlinal și de sinclinal cu un flanc răsturnat, precum și prin pozițiile răsturnate ale flancurilor inverse (fig. 5.85).

Cutele răsturnate prezintă, în zona șarnierei, un aspect sinform (pseudosinclinal) cu formațiunile cele mai vechi în zona axială. Între zona de șarnieră și cea de înrădăcinare a anticlinalului se dezvoltă un sinclinal antiform (fig. 5.86).

Cutele evantai prezintă, de asemenea, un aspect inversat în raport cu cele normale și anume anticlinalele sînt îngustate pe văi, iar sinclinalele sînt lărgite. Recunoașterea anticlinalelor și a sinclinalelor se face pe baza vîrstei formațiunilor din zonele axiale și pe baza semnelor convenționale care arată poziția răsturnată a tuturor flancurilor (fig. 5.87).

În unele cazuri, cînd subdiviziunile stratigrafice care pot fi separate în cadrul unor regiuni au grosimi foarte mari, iar stratele prezintă înclinări mici pe suprafețe întinse nu se poate trasa nici o limită stratigrafică. Pe astfel de suprafețe pot exista unele cute a căror formă nu poate

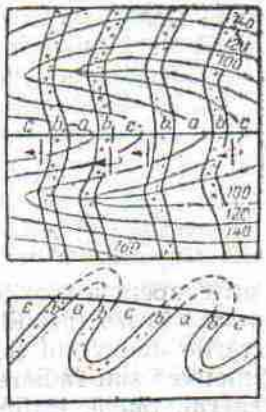


Fig. 5.85 — Harta geologică și secțiunea transversală a unor cute izoclinale (*a*, *b*, *c* — vîrsta relativă a stratelor).

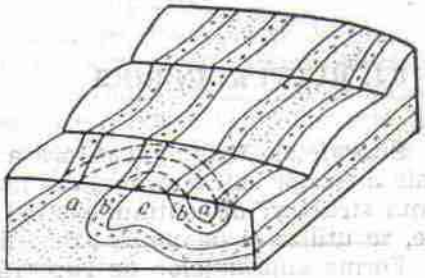


Fig. 5.86 — Reprezentarea în bloc diagramă a unei cute răsturnate (*a*, *b*, *c* — vîrsta relativă a stratelor).

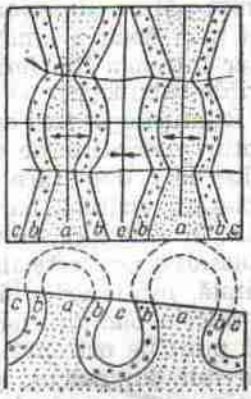


Fig. 5.87 — Reprezentarea pe harta geologică și în secțiune transversală a unor cute evantai fără plonj (*a*, *b*, *c* — vîrsta relativă a stratelor).

fi redată prin mersul limitelor. În acest caz pentru reprezentarea cutelor se identifică unul sau mai multe orizonturi reper care se trasează pe hartă. Drept orizont reper poate servi un strat cu o compoziție litologică particulară și cu largă extindere în suprafață (gips, cărbune, tuf vulcanic etc.).

6. STRUCTURI DISCONTINUI

6.1. RUPTURI ÎN ROCI

Suprafețele în lungul cărora a avut loc o întrerupere a coeziunii inițiale a rocilor sînt cuprinse sub numele de *rupturi* sau *fracturi*. Ele reprezintă structuri discontinui pentru care, în lucrările mai vechi de geologie, se utiliza și denumirea de „dislocații disjunctive" sau radiare.

Forma suprafețelor de ruptură este, în general, plană, întîlnindu-se însă și rupturi cu suprafețe curbe sau neregulate. Dimensiunile rupturilor variază în limite foarte largi de la ordinul centimetrilor la cel al zecilor și chiar al sutelor de kilometri. După extinderea pe verticală pe care o au în scoarța terestră ele pot fi *fracturi de cuvertură*, cînd afectează numai pătura superioară a scoarței terestre pînă la adîncimi, în general, mai mici decît 5 km, și *fracturi adînci*, care străbat scoarța terestră sau chiar întreaga litosferă (ex. fracturi de rift, fracturi transformante, fracturi de subducție).

Rupturile în roci se grupează în două categorii majore: 1) *fisuri*, adică rupturi neînsoțite de o deplasare paralelă cu planul de separație, sau însoțite de o deplasare foarte mică și 2) *falii*, adică rupturi însoțite de o deplasare vizibilă, paralelă cu planul de discontinuitate. În categoria faliilor, în sens larg, sînt cuprinse faliile propriu-zise *(sensu stricto)*, la care deplasarea pe verticală a compartimentelor este mai mare decît cea orizontală, încălecările și pînzele de șariaj, la care, datorită înclinării relativ mici a planului de ruptură, compartimentul din acoperiș s-a deplasat mai mult pe orizontală, suprapunîndu-se pe mari distanțe peste compartimentul din culcuș, și decroșările propriu-zise, la care cele două compartimente s-au deplasat unul față de altul paralel cu direcția planului de ruptură.

6.2. MECANICA RUPTURILOR

Cînd coeziunea internă a materialului unei roci deformate în manieră elastică este întreruptă, roca se spune că este casantă și condițiile de stress din momentul cedării definesc criteriul de stress al

rezistenței la rupere. Aceste condiții guvernează dezvoltarea fisurației și falierii în timpul proceselor orogenice.

Rocile pot fi supuse unui stress hidrostatic compresiv nelimitat avînd loc numai o schimbare de volum. Dacă însă sînt supuse la un stress hidrostatic tensiv, se rup cu explozie violentă atunci cînd stressul devine egal în valoare cu forțele coezive care țin împreună particulele componente. Numai stressurile de forfecare duc la formarea faliilor în roci, situație în care sistemul de stress are componente deviatorice suficient de mari pentru a se produce rupturi. Rezultă deci că rocile vor ceda mai ușor sub acțiunea unui stress tensiv decît sub unul compresiv.

Cînd rocile cedează, ruperea se produce pe două seturi de plane de forfecare ce se intersectează după o linie paralelă cu direcția stressului intermediar (σ_2) și care face un unghi ascuțit, împărțit bisector de stressul compresiv maxim (σ_1). Starea de stress care conduce la cedare este bine reprezentată pentru înțelegere, prin diagrama de stress (cercul) a lui Mohr. Linia tangentă la o serie întreagă de cercuri de cedare este cunoscută ca înfășurătoarea lui Mohr și aceasta realizează o separație netă a cîmpului de stress stabil de cel nestabil.

Înfășurătoarea lui Mohr poate avea forme foarte diferite, funcție de coeziunea rocilor, putînd fi: o pereche de linii drepte paralele (în cazul unor argile astfel deformate încît fluidele din pori nu scapă), două linii drepte care se intersectează în origine (pentru rocile fără coeziune, cum sînt nisipurile uscate) sau au diferite forme curbe (la rocile cu coeziune) (fig. 61).

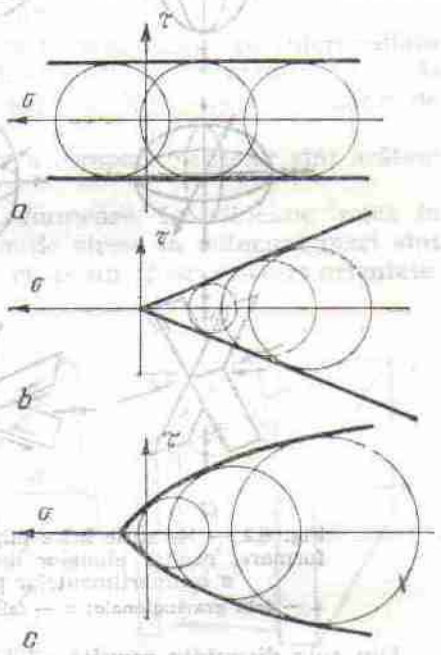


Fig. 6.1 — Tipuri de înfășurătoare ale lui Mohr:
a — argilă umedă; b — nisip uscat; c — roci cu coeziune.

În conformitate cu criteriul Coulomb pentru cedare, fracturile de forfecare se vor dezvolta cînd stressul de forfecare ce acționează pe planul de falie potențial depășește o valoare critică dată de relația

$$\tau = c + \mu\,\sigma$$

în care c este coeziunea sau rezistență la forfecare și este constantă;
μ — coeficientul de frictiune internă al rocii (valoare constantă).

Dacă frictiunea internă μ este zero, unghiul dintre planele de forfecare și direcția principală de stress are valoarea maximă egală cu $\pm 45°$. Cum în multe roci μ este 0,5—0,6, atunci unghiul are valori în jur de 30°.

Criteriul Mohr-Coulomb stabileşte că atunci cînd stressul compresiv este aplicat la o rocă fracturile de forfecare se vor dezvolta paralel cu cele două plane echivalente pentru care stressul de forfecare este cel mai mare posibil şi în acelaşi timp presiunea normală este cea mai mică posibilă.

Ecuaţia lui Coulomb aproximează bine datele experimentale, dar nu este în întregime satisfăcătoare pentru roci. O teorie fizică mai plauzibilă a fost elaborată de Griffith (1924), care ia în consideraţie existenţa unor defecte mici, chiar în materialele omogene; acestea se lărgesc şi se propagă sub influenţa stressurilor, astfel încît formarea şi evoluţia rupturilor în roci este mult mai complexă.

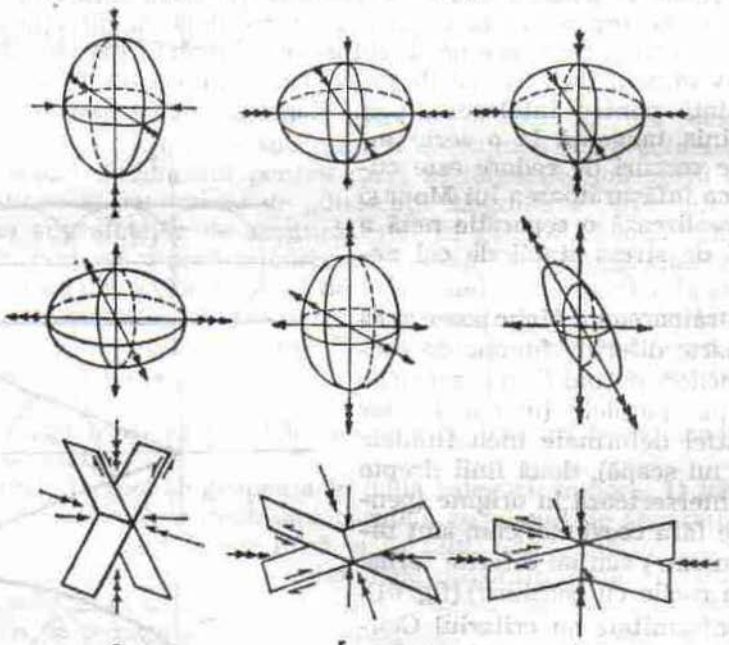


Fig. 6.2 — Relaţiile între elipsoidul de stress, elipsoidul de deformare, poziţia planelor de forfecare şi sensul de deplasare a compartimentelor pe aceste plane de ruptură:
a — falii gravitaţionale; *b* — falii de încălecare; *c* — falii de decroşare.

Din cele discutate rezultă că fracturile pot fi de tensiune şi de forfecare. La fracturile de tensiune mişcarea compartimentelor se face perpendicular pe planul de ruptură, rezultînd fisuri sau diaclaze deschise şi nu falii (cel puţin în primul stadiu de evoluţie). La fracturile de forfecare, mişcarea se face paralel cu planul de cedare şi iau naştere falii normale sau inverse, funcţie de poziţia stressului principal. Este posibil ca deplasarea de-a lungul fracturii de forfecare să fie ulterioară cedării, datorită unor forţe care nu au nici o legătură cu stressul care a produs fractura iniţială.

6.2.1. Relaţiile rupturilor cu stressul şi deformarea

În stratele deformate, elipsoidul de stress poate avea practic orice orientare în interiorul scoarţei terestre.

Dacă luăm în consideraţie situaţia în care orientarea elipsoizilor de stress este astfel încît una din axele principale să fie verticală, iar celelalte două orizontale, ceea ce presupune existenţa unei presiuni suplimentare pe o direcţie faţă de presiunea litostatică, atunci pot apare următoarele situaţii (fig. 6.2):

— dacă stressul maxim este pe direcţie N—S, elipsoidul de deformare va avea axa minimă pe această direcţie, planele de forfecare şi sensul deplasării va fi cel din fig. 6.2 *a*, rezultînd falii normale cu un unghi de înclinare de circa 60° şi care fac un unghi în jur de 30° cu axa principală de stress;

— dacă axa principală de stress este orizontală şi axa minimă verticală, poziţiile planelor de forfecare vor fi ca în fig. 6.2 *b*, rezultînd falii inverse, cu unghi de înclinare în jur de 30°;

— dacă axa principală de stress este orizontală şi axa intermediară este verticală, planele de forfecare vor fi ca în fig. 6.2 *c*, rezultînd falii de decroşare cu poziţie verticală, al căror sens de deplasare este indicat de săgeţi.

Poziţia faliilor şi sensul de deplasare a compartimentelor sînt arătate în bloc-diagrama din fig. 6.3.

Tipurile de falii astfel descrise se formează la adîncime mică în scoarţa terestră, orientările traiectoriilor de stress la adîncimi mari sînt mai complexe, rezultînd sisteme de falii cu poziţie foarte divers orientate.

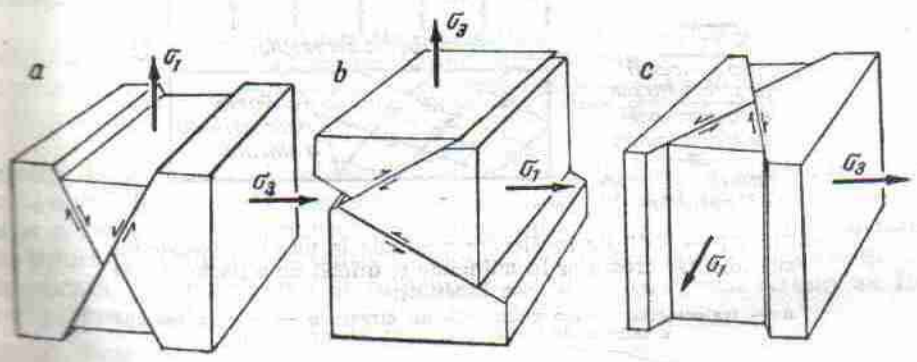


Fig. 6.3 — Tipurile principale de falii funcţie de direcţia de acţiune a stressului principal:
a — falii normale; *b* — falii de încălecare; *c* — falii de decroşare.

Anderson (1951) a presupus că deviaţiile de la poziţiile ideale arătate mai sus sînt rezultatul rotaţiei planelor de falii din cauza deformaţiilor ulterioare.

În continuare, analizăm situaţia în două dimensiuni şi presupunem că axa de stress intermediar este orizontală. Dacă suprapunem o presiune

orizontală care să aibă aceeași valoare la toate adîncimile, distribuția de stress fiind cea din fig. 6.4 *a*, atunci planele de ruptură (forfecare) vor fi cele reprezentate în fig. 6.4 *b*, iar deplasarea se va face în sensul arătat de săgeți. Faliile vor avea unghiuri de 30° cu axa principală de stress. În termeni specifici faliilor, acoperișul se va deplasa direct în sus pe încli-

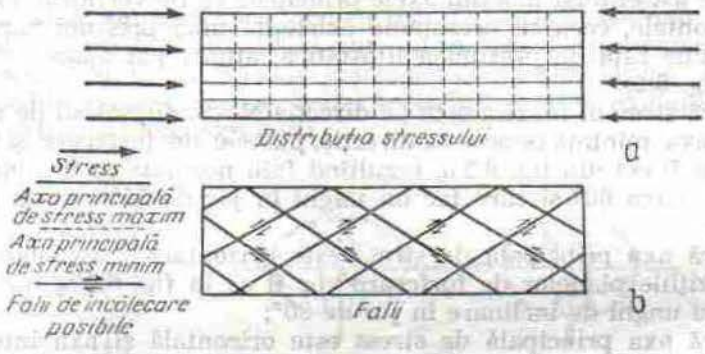


Fig. 6.4 — Falii de încălecare rezultate la acțiunea unui stress orizontal suplimentar, uniform la toate adîncimile:

a — traiectoriile axelor de stress; *b* — poziția faliilor de încălecare posibile (după Billings, 1962).

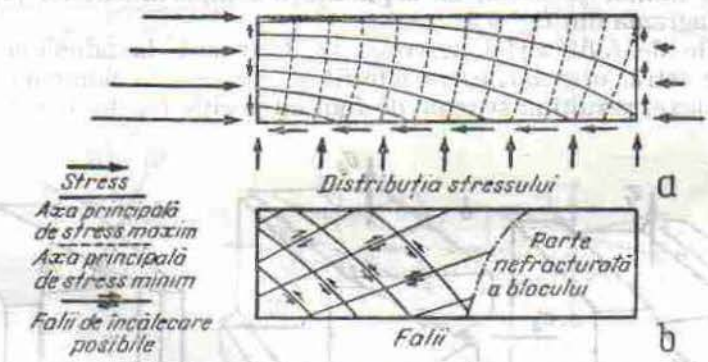


Fig. 6.5 — Falii de încălecare rezultate la un stress orizontal suplimentar crescător în adîncime și diferit de o parte și alta a blocului:

a — traiectoriile axelor principale de stress; *b* — poziția posibilă a faliilor de încălecare (după Billings, 1962).

nare, rezultînd falii de încălecare. Regularitatea spațierii faliilor în fig. 6.4 *b* este teoretică, deoarece în realitate se dezvoltă preferențial un set sau altul dintre falii.

Dacă stressul orizontal, suplimentar este variabil, din ce în ce mai mare în adîncime și diferit de o parte și alta a blocului pe care se acționează, atunci traiectoriile axelor principale ale celui mai mare stress vor fi cele arătate în fig. 6.5 *a*. Fracturile de forfecare rezultate vor avea distribuția din fig. 6.5 *b*, astfel încît unghiul dintre direcția principală maxi-

mă de stress și falie va fi diferit de 30°, uneori mai mic alteori mai mare (valori între 20° și 40°). O parte a blocului supus la acțiunea stressului nu va fi fracturată. Forma și distribuția fracturilor pot fi extrem de variabile, funcție de mărimile stressurilor orizontale suplimentare, de tipul de rocă și de orientarea spațială a blocului supus acțiunii forțelor.

Uneori variația de stress orizontal suplimentar este exponențială și poate fi formată din una, două sau mai multe părți, rezultînd orientări

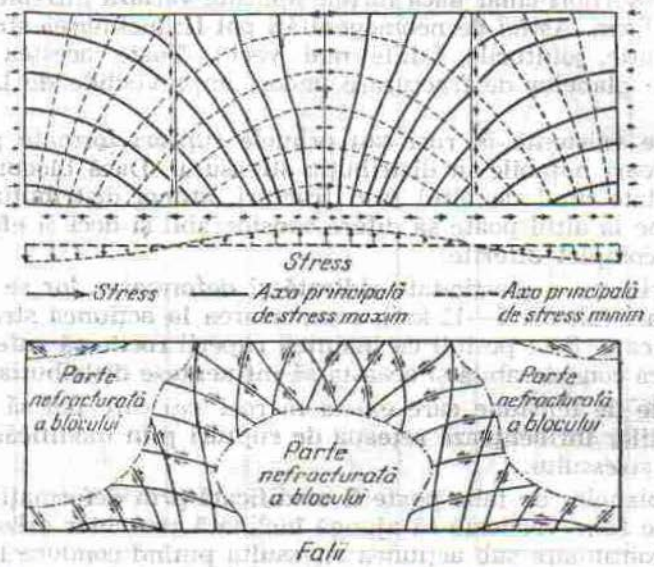


Fig. 6.6 — Falii formate prin acțiunea stressurilor suplimentare care constau din două părți:

a — diagrama traiectoriilor axelor de stress; *b* — poziția posibilă a diferitelor tipuri de falii și distribuția zonelor nefaliate (după Billings, 1962).

extrem de variabile ale planelor de forfecare și deci de fracturare, putîndu-se forma atît falii normale cît și inverse (fig. 6.6). O astfel de distribuție a stressului suplimentar creează o rețea de falii a cărei regularitate (ca tipuri de falii) este complexă și care în natură poate fi extrem de complicată, iar rezolvarea și interpretarea unui asemenea sistem să fie foarte aproximativă.

6.2.2. Factorii care controlează comportarea rocilor la rupere

Modelele de falii întîlnite în natură sînt mult mai complexe și mai variabile decît cele discutate în paragraful precedent. Există o serie de factori care modifică comportarea rocilor la rupere, astfel încît este greu să găsim regularitățile din fig. 6.4—6.6 în ceea ce privește distribuția faliilor într-o regiune supusă forțelor tectonice.

Acești factori, analizați de Billings (1962) sînt: locul de aplicare a forței, neomogenitatea litologică, efectele secundare ale rupturilor, plasticitatea, fracturile de tensiune, deformațiile tîrzii, adîncimea la care se produc fracturile și altele.

Forțele aplicate asupra unei porțiuni din scoarță nu au o simetrie sau regularitate, ceea ce conduce la modele de fracturare complicate.

Neomogenitățile din crusta terestră au o importanță deosebită în distribuția stressurilor, chiar dacă forțele aplicate variază într-un mod sistematic și uniform. Astfel de neomogenități pot fi: înclinarea stratelor, planele de foliație, jocturile, faliile mai vechi. Toate acestea determină orientări ale planelor de fracturare uneori imprevizibile de la o zonă la alta.

Rupturile existente în roci sau primele rupturi formate pot să producă modificări notabile în distribuția stressului. Dacă blocuri mari sînt complet izolate unul de altul prin fracturi, atunci distribuția stressului de la un bloc la altul poate să difere considerabil și deci și efectele acestuia să fie complet diferite.

Dacă rocile au o plasticitate ridicată și deformarea lor se produce la adîncimi mari (uneori 5—12 km), comportarea la acțiunea stressului este mult modificată. Este posibil ca înaintea ruperii rocile să sufere o deformare plastică considerabilă și aceasta să influențeze distribuția rupturilor.

Fracturile de tensiune care există în roci sau care pot să se formeze înaintea faliilor influențează rețeaua de rupturi prin modificări locale ale distribuției stressului.

Poziția planelor de falie poate fi modificată prin deformații ulterioare, astfel încît o falie verticală să ajungă înclinată sau chiar orizontală, evoluția ei în continuare sub acțiunea stressului putînd conduce la complicații mari în structura unei zone.

Adîncimea la care se produce cedarea rocilor prin rupere sub acțiunea stressului poate să influențeze poziția planelor de forfecare, cu variații ale unghiului dintre ele de la aproape zero (fracturi de extensiune) pînă aproape de 45°.

Dacă analizăm situația în care presiunea litostatică este la început negativă (=tensiune) și apoi crește treptat, poziția planelor de forfecare va evolua ca în fig. 6.7. În primele trei cazuri, forța laterală (σ_3) este negativă (de tensiune), forța verticală este din ce în ce mai mare, iar unghiul dintre planele de forfecare crește de la zero la un unghi mic (fig. 6.7 *a*). De notat faptul că forțele de forfecare rezultate provin din însumarea componentelor de forfecare ale forțelor de tensiune (σ_3) și ale celor date de forța de compresiune verticală (σ_1). Se poate astfel aprecia că multe perechi de fracturi cu unghi de forfecare conjugat mic s-au format în condiții de tensiune.

Cînd presiunea litostatică crește din ce în ce mai mult, este necesar ca stressul vertical (σ_1) să devină din ce în ce mai mare pentru a produce ruperea, astfel încît diferența de stress $\sigma_1 - \sigma_3$ să fie suficient de mare pentru a produce mișcarea pe planele potențiale de forfecare. Aceasta înseamnă că cercul lui Mohr, reprezentînd $\sigma_1 - \sigma_3$ la cedare, trebuie să fie

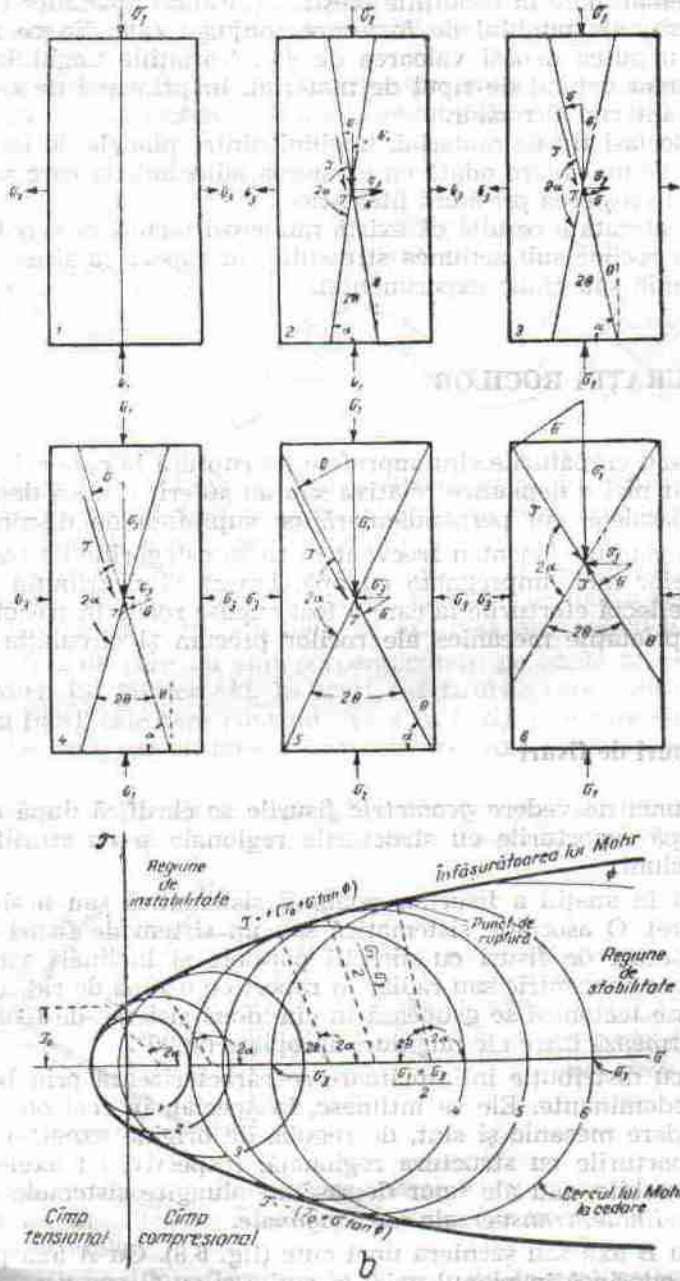


Fig. 6.7 — Rezolvarea forțelor ce acționează pe planele de cedare în roci:

a — stressul lateral (σ_3) este tensional în exemplele 1, 2, 3, apoi compresional. Presiunea litostatică (σ_1) crește treptat de la exemplul 1 la 6; b — cercurile lui Mohr corespunzătoare cu valorile 2θ descrescătoare odată cu creșterea $\sigma_1 - \sigma_3$, rezultînd planele de cedare din exemplele 1—6.

din ce în ce mai mare în condițiile creșterii presiunii litostatice (fig. 6.7 *b*). În această situație unghiul de forfecare conjugat este din ce în ce mai mare, fără a putea depăși valoarea de 45°. Variațiile unghiului de forfecare conjugat depind de tipul de material, în principal de coeficientul de frictiune internă al rocilor.

Pentru același tip de material, unghiul dintre planele de forfecare va fi din ce în ce mai mare odată cu creșterea adîncimii la care se produce falierea (deci creșterea presiunii litostatice).

Din cele discutate rezultă că există numeroși factori care pot perturba comportarea rocilor sub acțiunea stressului, în raport cu situațiile ideale deduse teoretic sau chiar experimental.

6.3. FISURAȚIA ROCILOR

Fisurile sau crăpăturile sînt suprafețe de ruptură la care cei doi pereți nu au suferit nici o deplasare relativă sau au suferit o mică deplasare pe o direcție paralelă sau perpendiculară pe suprafața de discontinuitate.

Fisurația este un fenomen frecvent în toate categoriile de roci, cu excepția argilelor moi, impregnate cu apă. Forma și distribuția în spațiu a fisurilor reflectă eforturile la care a fost supuse rocile în trecut și influențează proprietățile mecanice ale rocilor precum și circulația fluidelor prin roci.

6.3.1. Tipuri de fisuri

1. Din punct de vedere *geometric* fisurile se clasifică după modul de asociere, după raporturile cu structurile regionale și cu stratificația, și după dimensiuni.

Asocierea în spațiu a fisurilor poate fi sistematică sau nesistematică (întîmplătoare). O asociație sistematică sau un sistem de fisuri cuprinde mai multe seturi de fisuri cu direcții paralele și înclinări variate sau fisuri orientate concentric sau radiar în raport cu o zonă de ridicare. Fisurile de origine tectonică se grupează în cîte două sisteme de fisuri conjugate, care formează între ele unghiuri apropiate de 90°.

Fisurile cu distribuție întîmplătoare se caracterizează prin lipsa unor orientări predominante. Ele se întîlnesc, în special, în roci omogene din punct de vedere mecanic și sînt, de regulă, de origine exogenă.

După raporturile cu structura regională, respectiv, cu axele cutelor, ale zonelor mobile, sau ale unor depresiuni alungite sistemele de fisuri pot fi *longitudinale, transversale* sau *diagonale*.

Notînd cu *B* axa sau șarniera unei cute (fig. 6.8). Cu *A* axa perpendiculară pe *B* cuprinsă în planul axial al cutiei și cu *C* axa perpendiculară pe planul axial *AB* poziția fisurilor se poate defini în raport cu aceste axe tectonice (Gurău, 1982). Astfel, fisurile longitudinale sînt cele a căror

direcție este paralelă cu direcția planului axial *AB*, cele transversale sînt cele care cuprind axele *A* și *C*, iar cele diagonale sînt cele care intersectează axele *B* și *C*.

Utilizînd sistemul de referință *a*, *b*, *c* propus de Sander, în care axa *b* este paralelă cu axa tectonică *B* a elipsoidului de deformare și, respectiv,

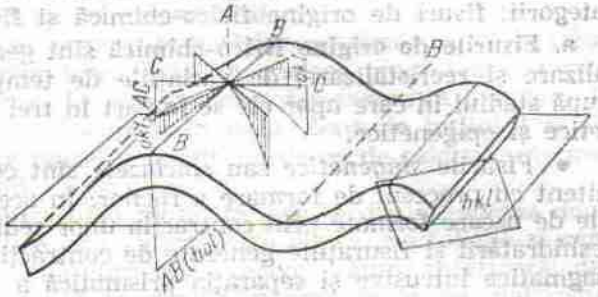


Fig. 6.9 — Principalele sisteme de fisuri din cadrul unei cute (simplificat după Gurău 1982).

cu șarniera cutei și liniația L_1, axa *a* este cuprinsă în planul de stratificație și este perpendiculară pe *b*, iar axa *c* este perpendiculară pe planul determinat de axele *a* și *b*, pentru definirea poziției fisurilor se poate utiliza notația cristalografică. În acest caz fisurile *ac* perpendiculare pe axa *b* se notează cu (010), fisurile *bc* perpendiculare pe axa *a* se notează cu (100), iar fisurile *ab* perpendiculare pe axa *c* se notează cu (001).

Pentru fisurile care nu sînt perpendiculare pe axele tectonice se utilizează indicii lui Müller *hkl*. În acest caz fisurile care cuprind axa *b* se notează cu *(hol)*, cele care cuprind axa *a* cu *(okl)*, cele care cuprind axa *c* cu *(hko)*, iar cele care intersectează cele trei axe structurale se notează cu *(hkl)*.

După raportul cu stratificația (fig. 6.9) fisurile se împart în: fisuri direcționale, paralele cu direcția stratelor; fisuri perpendiculare pe di-

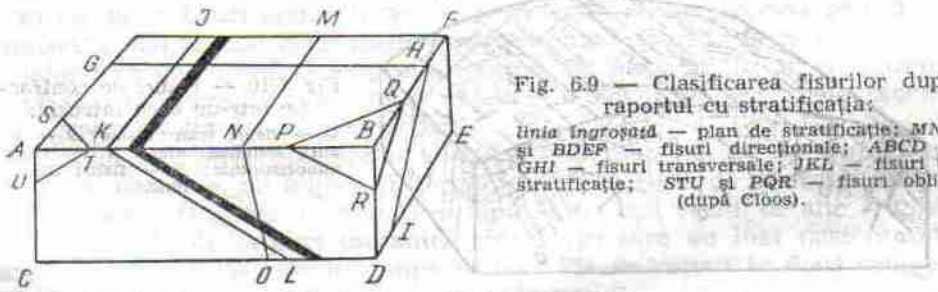


Fig. 6.9 — Clasificarea fisurilor după raportul cu stratificația:

Linia îngroșată — plan de stratificație; *MNO* și *BDEF* — fisuri direcționale; *ABCD* și *GHI* — fisuri transversale; *JKL* — fisuri pe stratificație; *STU* și *PQR* — fisuri oblice (după Cloos).

recție, sau fisuri pe înclinare; fisuri paralele cu planele de stratificație sau fisuri pe stratificație; fisuri oblice, care fac un unghi diferit de 90° cu direcția stratelor.

2. După dimensiuni, fisurile pot fi grupate în trei categorii: *microclaze*, fisuri vizibile numai sub microscop sau lupă; *macrolaze*, care pot fi observate în deschideri naturale sau artificiale pe lungimi de ordinul

centimetrilor pînă la ordinul sutelor de metri; *megaclaze*, care reprezintă sisteme de fisuri de mare întindere, cu caracter regional, care afectează scoarța terestră pe o mare grosime și care constituie zone liniar alungite de minimă coeziune (liniamente). Se reflectă în orientarea rectilinie paralelă a rețelei hidrografice (fisuri rhegmagene Sonder, 1911).

3. Din punct de vedere *genetic* fisurile au fost clasificate în două categorii: fisuri de origine fizico-chimică și fisuri de origine mecanică.

a. **Fisurile de origine fizico-chimică** sînt generate de procese de cristalizare și recristalizare, de variațiile de temperatură și de umiditate. După stadiul în care apar ele se împart în trei grupe: singenetice, diagenetice și epigenetice.

• Fisurile *singenetice* sau *sinclazele* sînt cele care au apărut concomitent cu procesul de formare a rocilor. În această grupă intră crăpăturile de uscare formate prin contracția unor sedimente pelitice ca efect al deshidratării și fisurațiile generate de contracția prin răcire a corpurilor magmatice intrusive și separația prismatică a lavelor bazaltice.

— Crăpături de uscare se observă frecvent pe suprafața unor sedimente argiloase care au ajuns în contact cu atmosfera. În plan orizontal ele prezintă o dispoziție poligonală. Dat fiind faptul că deshidratarea este mai intensă în păturile superficiale, crăpăturile de uscare au o deschidere mai mare la suprafață și se îngustează, în formă de pană, în adîncime. În formațiunile geologice mai vechi crăpăturile de uscare se conservă sub formă de mulaj, pe fața inferioară a stratelor grezoase.

— Fisurile de contracție din corpurile intrusive răcite se disting prin poziția pe care o au în raport cu liniația primară de curgere. După Cloos (1936) se disting fisuri transversale (*Q* în fig. 6.10), orientate perpendicular pe liniația primară de curgere și aproape verticale; fisuri longitudinale (*S* în fig. 6.10) cu poziție verticală sau foarte înclinată și cu direcție paralelă cu aliniamentele texturii liniare; fisuri cu înclinare mică (subori-

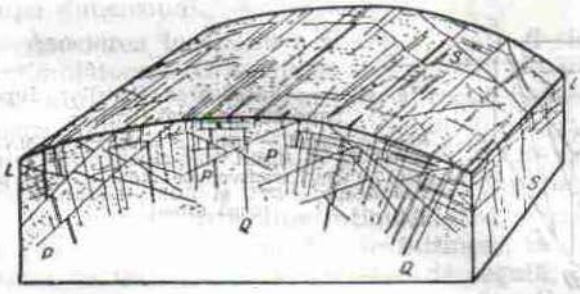


Fig. 6.10 — Fisuri de contracție într-un corp intruziv:
Q — fisuri transversale; *S* — fisuri longitudinale; *L* — fisuri suborizontale; *P* — fisuri diagonale.

zontale) (*L* în fig. 6.10) paralele cu textura lineară; fisuri diagonale (*P* în fig. 6.10) care se dispun oblic față de textura liniară.

Separația prismatică a lavelor bazaltice în curs de răcire este determinată de tensiunile care apar datorită contracției. Fisurile care apar în jurul unor axe de contracție determină separarea unor coloane prismatice de formă pentagonală sau hexagonală cu diametre de 0,3—5 m și lun-

gimi de la 1—2 m pînă la cîțiva zeci de metri. Coloanele prismatice de bazalt se dispun perpendicular pe suprafața de răcire. Astfel în partea superioară, plană, a unei curgeri de lavă predomină orientarea verticală a prismelor, în timp ce în partea inferioară a unei curgeri de lavă care se sprijină pe un relief neregulat, prismele se dispun în fascicule divergente în sus deasupra culminațiilor reliefului de sub curgerea de lavă, și în fascicule divergente în jos deasupra depresiunilor.

Procesul de răcire a unei curgeri de lavă începe simultan de la talpa și de la creștetul pînzei respective. Odată cu răcirea progresează și procesul de separație în prisme. La un moment dat separația începută la suprafață se întîlnește cu cea începută în bază. Zona de întîlnire se situează mai aproape de baza pînzei, întrucît pierderea de căldură este mai intensă la partea superioară.

În felul acesta în structura unei pînze de lave se disting adesea două pături cu separații prismatice care diferă între ele ca morfologie și care nu trebuie confundate cu două curgeri succesive. Pătura inferioară, datorită răcirii mai lente, prezintă, de regulă, prisme de formă mai regulată, în timp ce pătura superioară prezintă la suprafață mase de lavă scoriacee, sub care, la o anumită adîncime, încep să se individualizeze coloane prismatice verticale.

• *Fisurile diagenetice* sau *diaclazele* sînt fisuri care au apărut în cursul diagenezei sedimentelor. Ele se întîlnesc în dolomite rezultate din diageneza unor roci calcaroase precum și în calcare fin granulare și în marnocalcare. Orientarea lor în spațiu este variată și ele sînt, de regulă, umplute cu minerale depuse din soluții (calcit, cuarț). Diaclazele și sinclazele se disting de alte tipuri de fisuri prin aceea că ele nu străbat stratificația majoră a rocilor, adică nu trec dintr-un strat în altul.

• *Fisurile epigenetice* sau *epiclazele* sînt fisuri care au apărut mult timp după consolidarea rocilor, în cadrul proceselor de alterație fizico-chimică. Astfel, ca efect al insolației pătura externă a blocurilor de roci de la suprafața pămîntului se dilată mai mult decît nucleul, determinînd apariția unor fisuri concentrice. În etapele de răcire, aceeași pătură se contractă mai repede decît nucleul, determinînd apariția unor fisuri perpendiculare pe suprafața expusă alterației. Ca efect al fisurației concentrice și radiare are loc procesul de exfoliere a blocurilor de roci (ex. blocurile granitice din masivul Pricopan).

Tot în categoria epiclazelor intră și fisurile generate de descărcări electrice naturale, de îngheț și dezgheț etc. Procesele de alterație determină, adesea, lărgirea și extinderea unor fisuri mai vechi, de alte origini.

b. **Fisurile de origine mecanică** sînt fisuri care au luat naștere sub acțiunea unor forțe externe asupa rocilor. Ele se împart în două categorii: fisuri netectonice și fisuri de origine tectonică.

Fisurile netectonice sau *atectoclazele* s-au format sub acțiunea presiunilor exercitate de greutatea depozitelor acoperitoare, sub acțiunea unor alunecări sau prăbușiri de teren, sau ca rezultat al unor intervenții ale omului (antropoclaze).

Fisurile de origine tectonică sînt cele care au luat naștere sub acțiunea unor forțe endogene, ca efect al mișcărilor suferite de scoarța terestră.

După natura mișcărilor care le-au dat naștere ele se pot împărți în: crăpături și fisuri generate de cutremure (seismoclaze); fisuri generate de mișcările verticale ale scoarței terestre (epeiroclaze); fisuri generate de mișcările tectonice propriu-zise, adică de mișcări care au determinat cutarea și falierea rocilor (tectoclaze).

Fisurile generate de mișcările tectonice propriu-zise (mișcări structogene sau tectogene) sau *tectoclazele* au cea mai mare dezvoltare și prezintă interes deosebit pentru studiul structurilor cutate și faliate. După sensul deplasării relative a pereților acestea se împart în: fisuri de tensiune sau crăpături; fisuri de forfecare; și fisuri de compresiune cu suprafețe stilolitice.

• *Fisurile de tensiune* sau crăpăturile sînt rupturi la care cei doi pereți s-au îndepărtat sub acțiunea unor forțe orientate divergent. Ele se recunosc după forma neregulată, rugoasă, a pereților. Cînd străbat conglomerate ele ocolesc elementele rulate scoțîndu-le din locașul lor.

Cînd procesul de îndepărtare a pereților este foarte lent spațiul creat prin deschiderea fisurii este umplut cu minerale precipitate din soluții (cuarț, calcit), care se dispun cu axa lungă paralel cu direcția mișcării pereților. În cazul în care îndepărtarea pereților este însoțită de o mișcare paralelă cu planul rupturii cristalele din umplutura crăpăturii prezintă un aspect fibros și se dispun oblic față de pereți, prezentînd terminații abrupte orientate în sensul în care s-a deplasat compartimentul opus.

Fisurile de tensiune se dispun perpendicular pe axa A (maximă) a elipsoidului de deformare.

În cadrul unui anticlinal format prin flexiunea stratelor partea superioară a acestora este supusă unor eforturi de distensiune, care determină apariția unor fisuri de tensiune longitudinale în zona de șarnieră. Uneori, sub acțiunea compresiunii orizontale și verticale cutele suferă o alungire

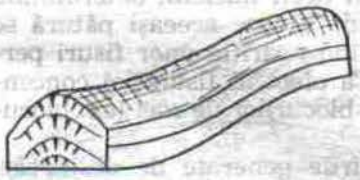


Fig. 6.11 — Fisuri de tensiune orientate longitudinal și de extindere orientate transversal față de axa unei cute.

pe direcția axului însoțită de apariția unor crăpături de extindere orientate transversal (fig. 6.11).

• *Fisurile de forfecare* se recunosc prin prezența oglinzilor de frictiune adică a unor suprafețe netede lustruite prin frecare datorită unor deplasări mici a pereților fisurii unul față de altul. Fisurile de forfecare sînt fisuri închise. Ele traversează elementele conglomeratelor fără a le scoate din locașul lor.

În raport cu elipsoidul de deformare fisurile de forfecare se dispun în plane paralele cu secțiunile circulare ale elipsoidului, formînd unghiuri de 30°—45° cu direcția axei C (minime) a acestuia.

În cadrul unei cute fisurile de forfecare pot să formeze un sistem de fisuri verticale diagonale (fig. 6.12 *a*), sau un sistem de fisuri longitudinale înclinate (fig. 6.12 *b*).

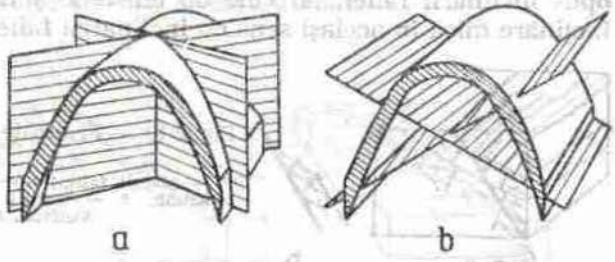


Fig. 6.12 — Sisteme de fisuri de forfecare conjugate:
a — fisuri verticale diagonale;
b — fisuri longitudinale înclinate.

În primul caz fisurile verticale se dispun sub unghiuri de 45° față de direcția axei cutei și se intersectează după linii verticale. În acest caz axa maximă a elipsoidului de deformare coincide cu axa cutei, axa minimă este perpendiculară pe planul axial al cutei, iar axa intermediară este verticală, coincizînd cu linia de intersecție a sistemului de fisuri conjugate. Perpendicular pe axa cutei pot să apară fisuri de extensiune. O astfel de situație este posibilă atunci cînd cuta s-a format la o anumită adîncime în scoarță, iar greutatea rocilor acoperitoare nu a permis o extindere pe verticală a cutei, în schimb avînd loc o alungire pe direcția axei cutei.

În cel de al doilea caz, fisurile au direcții paralele cu axa cutei și prezintă înclinări de cca 45°. Axa intermediară a elipsoidului de deformare coincide, în acest caz, cu axa cutei, axa maximă este verticală, iar cea minimă este perpendiculară pe planul axial. O astfel de poziție a elipsoidului de deformare indică o cutare sindepozițională, în care grosimea și, respectiv, greutatea rocilor acoperitoare din zona de șarnieră era relativ redusă. În consecință presiunea pe verticală a fost minimă în raport cu presiunile exercitate în plan orizontal, fapt ce a favorizat extinderea cutei pe verticală.

În cazul faliilor, sub acțiunea acelorași forțe care generează fractura majoră în cele două compartimente iau naștere sisteme de fisuri de tensiune și de forfecare, care formează între ele unghiuri de cca 30° și care au primit denumirea de *fisuri de sprijin*. Studiul poziției în spațiu a acestor sisteme de fisuri permite identificarea sensului de deplasare a compartimentelor unul față de altul.

Astfel, după Volfson (1955) faliile sînt asociate cu două sisteme de fisuri de forfecare, corespunzînd secțiunilor circulare ale elipsoidului de deformare și un sistem de fisuri de tensiune orientate perpendicular pe axa maximă a acestuia.

La faliile normale ca și la cele inverse cele trei sisteme de fisuri au direcții paralele cu direcția planului de ruptură, în timp ce la decroșările propriu-zise ele se dispun oblic față de planul de ruptură.

În cazul faliilor normale (fig. 6.13) fisurile de tensiune sînt verticale sau înclină în sens opus înclinării faliei, în timp ce fisurile de forfecare înclină în același sens cu înclinarea faliei.

În cazul faliilor inverse (fig. 6.14) fisurile de forfecare înclină în sens opus înclinării faliei, iar cele de tensiune sînt orizontale sau prezintă o înclinare mică în același sens cu înclinarea faliei.

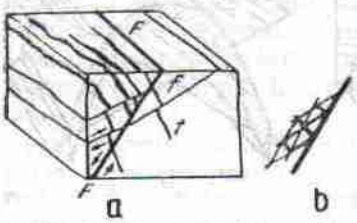


Fig. 6.13 — Fisuri de sprijin asociate unei falii normale:

F — planul faliei; *f* — fisuri de forfecare; *t* — fisuri de tensiune; *b* — poziția elipsoidului de deformare (după Volfson, 1959, din Gurău, 1982).

La faliile de decroșare fisurile de sprijin sînt verticale sau prezintă înclinări mari, iar direcția lor este oblică în raport cu direcția fracturii principale. Sensul deplasării unui compartiment în raport cu cel opus este indicat de săgeata cu vîrful în unghiul ascuțit format între direcția

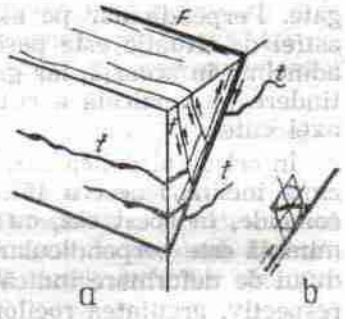


Fig. 6.14 — Fisuri de sprijin asociate unei falii inverse:

F — planul faliei; *f* — fisuri de forfecare; *t* — fisuri de tensiune; *b* — poziția elipsoidului de deformare (după Volfson, 1959, din Gurău, 1982).

faliei și direcția fisurilor de tensiune, sau de săgeata plasată cu vîrful în unghiul obtuz format între direcția faliei și direcția fisurilor de forfecare.

• *Fisurile însoțite de o apropiere a compartimentelor* se întîlnesc în rocile calcaroase și dolomitice. În plane perpendiculare pe direcția com-

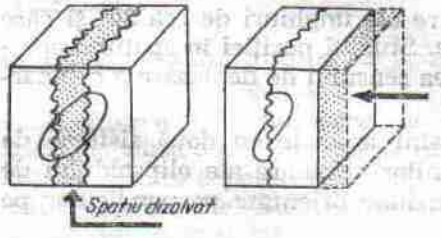


Fig. 6.15 — Formarea fisurilor stilolitice prin dizolvarea sub presiune a unei părți din rocă.

presiunii maxime au loc procese de dizolvare sub presiunea unei părți din cei doi pereți, partea insolubilă rămasă pe loc luînd aspectul suturii oaselor craniene cunoscută sub numele de *structură stilolitică*. (fig. 6.15).

În spațiu suprafața stilolitică prezintă un relief foarte neregulat cu numeroase proeminențe în formă de mici coloane înconjurate de adînciturі. Axele acestor coloane sînt orientate paralel cu axa compresiunii maxime, iar zonele planare în care se înscriu suprafețele stilolitice sînt orientate, de regulă, perpendicular pe direcția stressului maxim.

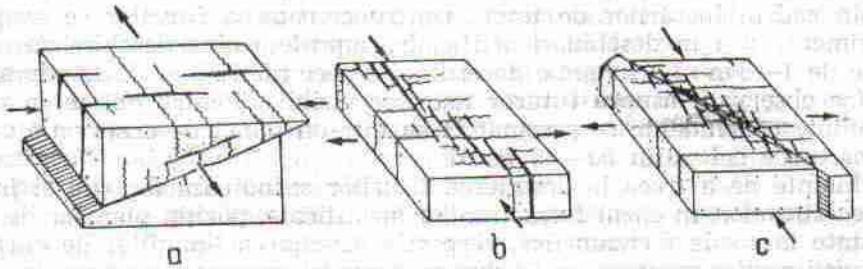


Fig. 6.16 — Dispoziția suprafețelor stilolitice și a crăpăturilor de tensiune: *a* — în cazul unei falii inverse; *b* — înaintea apariției unui plan de decroșare; *c* — în cazul unei decroșări (după Mattauer, 1973).

Suprafețele (suturile) stilolitice sînt întrerupte de fisuri de tensiune (crăpături) umplute cu calcitul rezultat din procesele de dizolvare sub presiune care au avut loc în lungul suturilor.

Ținînd seama că orientarea axelor coloanelor stilolitice este paralelă cu direcția compresiunii maxime, iar orientarea crăpăturilor de tensiune este perpendiculară pe direcția compresiunii minime, aceste microstructuri pot fi utilizate pentru identificarea diferitelor tipuri de falii (fig. 6.16).

Astfel faliile inverse se caracterizează prin zone stilolitice dispuse în plane verticale orientate paralel cu direcția faliei, axele coloanelor stilolitice fiind orizontale (fig. 6.16 *a*). Crăpăturile de tensiune sînt orientate, în acest caz, perpendicular pe direcția faliei. În cazul cînd axele maximă și minimă a stressului se găsesc în plan orizontal, într-o primă etapă iau naștere fisuri de tensiune dispuse în culise în poziție verticală (fig. 6.16 *b*),

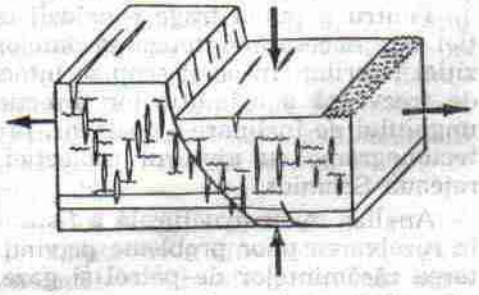


Fig. 6.17 — Dispoziția stilolitelor și a crăpăturilor de tensiune în cazul unei falii normale (după Mattauer, 1973).

iar într-o etapă ulterioară se produce falierea în lungul unui plan de decroșare orientat oblic față de direcția fisurilor de tensiune și față de suprafețele stilolitice (fig. 6.16 *c*). În cazul faliilor normale suprafețele stilolitice sînt orizontale, paralele cu stratificația și sînt asociate cu fisuri de tensiune verticale orientate paralel cu direcția faliei (fig. 6.17).

6.3.2. Metode de cercetare a fisurației rocilor

Fisurația rocilor poate fi cercetată atît în deschideri naturale cît și în cariere, lucrări miniere sau pe carote mecanice orientate, extrase din foraje. Metodologia de cercetare a fisurilor, analiza microstructurală depind de obiectivele urmărite.

În cadrul lucrărilor de teren, pentru cercetarea fisurilor se aleg, în florimente sau în deschideri artificiale, suprafețe bine deschise cu o lățime de 1—2 m și o lungime de ordinul a zece metri. Pe aceste suprafețe se fac observații asupra tuturor fisurilor vizibile. Pentru obținerea unor rezultate concludente se recomandă ca într-un punct de observație să se urmărească cel puțin 50—60 fisuri.

Înainte de a trece la descrierea fisurilor se notează direcția și înclinarea stratelor, în cazul formațiunilor stratificate, poziția planelor de șistozitate la rocile metamorfice, respectiv orientarea liniațiilor de curgere în cazul rocilor magmatice. Se disting tipurile genetice și se face descrierea fisurilor grupate în seturi. Pentru fiecare set de fisuri se înregistrează următoarele elemente:

— tipul genetic (de tensiune, de forfecare, de contracție prin răcire, etc.);

— caracterele morfologice ale pereților (neted, cu oglinzi de frictiune, cu suprafață plană sau curbă, sau cu aspect rugos, cu depuneri de calcit fibros, cu striuri, etc.);

— dimensiunile fisurilor (lungime, lățime, mărimea deschiderii);

— natura mineralelor care formează umplutura fisurilor deschise (cuarț, calcit, sulfuri, etc.);

— frecvența fisurilor (numărul de fisuri observate pe metrul liniar sau pe metru pătrat);

— pozițiile fisurilor (azimutul și unghiul de înclinare).

Din rocile cu o fisurație caracteristică precum și din cele la care se disting, cu lupa, sisteme de microfisuri, se recoltează probe orientate, care urmează a fi cercetate în laborator.

Pentru a putea trage concluzii asupra orientării dominante a fisurației este necesară sintetizarea datelor obținute din măsurători asupra poziției fisurilor. În acest scop se întocmesc rozete de orientare, histograme de frecvență a azimuturilor direcției fisurilor, histograme ale valorilor unghiului de înclinare a fisurilor, precum și diagrame bidimensionale sau tectonograme cu ajutorul proiecției stereografice pe rețeaua Wulf sau rețeaua Schmidt.

Analiza microstructurală a fisurației rocilor și-a găsit o largă aplicare în rezolvarea unor probleme privind prospecțiunea, explorarea și exploatarea zăcămintelor de petrol și gaze, a zăcămintelor de substanțe minerale solide, și în proiectarea construcțiilor de baraje tunele, etc.

În domeniul geologiei zăcămintelor de petrol și gaze este cunoscut faptul că porozitatea și permeabilitatea colectoarelor carbonatice depinde de gradul de fisurare a acestora. Cunoașterea frecvenței și orientării dominante a fisurilor precum și a modului în care acestea influențează pro-

prietățile de filtrare ale colectoarelor permit o mai bună alegere a metodelor de explorare și de exploatare a zăcămintelor. O analiză a caracteristicilor fisurației colectoarelor carbonatice, a influenței fisurației asupra proprietăților de filtrare, precum și a problemelor privind investigarea geofizică și exploatarea colectoarelor fisurate a fost efectuată de Pârvu și colab. (1978). S-a remarcat astfel că permeabilitatea și porozitatea efectivă a colectoarelor carbonatice este direct influențată de desimea și de gradul de deschidere al fisurilor. La rîndul ei frecvența fisurilor depinde de rigiditatea rocilor și de grosimea stratelor mai rigide.

În regiunile unde fisurația unor complexe litologice este foarte cunoscută se pot construi hărți cu izolinii ale frecvenței fisurilor, cu ajutorul cărora se scot în evidență sectoarele în care complexul litologic analizat prezintă cele mai bune calități de colector.

În domeniul geologiei zăcămintelor de substanțe minerale utile este bine cunoscut faptul că localizarea zonelor de mineralizație este controlată, în mare măsură, de factori structurali, în special de sistemele de fracturi și de fisuri. În numeroase cazuri s-a constatat că cele mai favorabile condiții pentru formarea unor zăcăminte metalifere de origine hidrotermală se întîlnesc la intersecția dintre două sisteme de fracturi. Pe lîngă importanța pe care o prezintă în activitatea de prospecțiune și explorare a zăcămintelor, studiul fisurației rocilor și-a dovedit utilitatea în alegerea metodelor optime de exploatare a substanțelor minerale utile. Astfel, în cazul exploatărilor în cariere pentru evitarea surpărilor, frontul de exploatare se orientează, pe cît posibil, perpendicular pe direcția dominantă a planelor de fisurație. De asemenea, în lucrările subterane cunoașterea gradului de fisurare și a orientării dominante a fisurilor este necesară pentru alegerea celor mai eficiente metode de exploatare.

Studiul fisurilor prezintă o deosebită importanță pentru descifrarea caracteristicilor structurale ale zăcămintelor. Astfel pe baza analizei fisurilor de sprijin (Gurău, 1961, 1982) a elaborat o metodă de determinare a direcției și sensului de deplasare a compartimentelor unei falii proiectînd pe rețeaua Schmidt planul faliei și planele medii ale fisurilor de sprijin de forfecare. Poziția axei B a elipsoidului de deformare se obține, pe stereogramă, la intersecția fisurilor de sprijin între ele sau a unui sistem de fisuri de sprijin cu falia principală, iar linia de deplasare în planul faliei este perpendiculară față de axa B a elipsoidului de deformare, proiecția ei în diagramă fiind situată la un unghi de 90°, măsurat pe stereograma faliei, față de axa B. Sensul deplasării unui compartiment față de cel opus este indicat de vîrful unghiului ascuțit format de planul fisurii de sprijin de tensiune cu planul faliei.

La proiectarea marilor construcții studiul statistic al fisurației rocilor servește la alegerea soluțiilor optime de amplasare a diferitelor obiective. De exemplu, în cazul barajelor, amplasamentele care oferă cele mai bune condiții de stabilitate sînt cele situate în zonele în care planele de fisurație de minimă coeziune sînt orientate transversal și înclină în sens opus cursului apei.

7. FALII

7.1. CARACTERELE GENERALE ŞI ELEMENTELE FALIILOR

Prin *falie* se înţelege o ruptură a rocilor din scoarţa terestră în lungul căreia a avut loc o deplasare vizibilă, paralelă cu suprafaţa de rupere. Trebuie precizat faptul că includem în categoria faliilor, în sens larg, toate tipurile de rupturi însoţite de o deplasare, inclusiv decroşările, încălecările şi şariajele.

Elementele faliilor. *Poziţia* în spaţiu a unei falii este definită prin direcţia şi înclinarea planului de ruptură adică a planului faliei.

Direcţia faliei este linia de intersecţie dintre planul faliei şi un plan orizontal, orientarea ei fiind exprimată prin unghiul ascuţit pe care îl face cu meridianul locului (fig. 7.1). *Înclinarea* faliei este unghiul format între planul faliei şi planul orizontal al locului, măsurat într-un plan vertical orientat perpendicular pe direcţia faliei (fig. 7.1). *Sensul înclinării* este reprezentat prin punctul cardinal sau azimutul spre care este orientată linia de cea mai mare pantă a planului faliei.

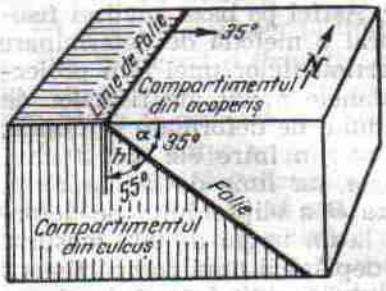


Fig. 7.1 — Elementele unei falii: α — înclinarea faliei; h — complementul înclinării.

Volumele de roci care au fost deplasate unul faţă de altul prin faliere se numesc *compartimente* sau *blocuri*, iar zona adiacentă suprafeţei de ruptură în cele două compartimente constituie pereţii faliei. În cazul faliilor cu o înclinare mai mică decît 90° se distinge un compartiment superior sau de acoperiş, situat deasupra planului de falie, şi unul inferior, de culcuş, situat sub planul faliei.

Atunci cînd planul unei falii este marcat în relief printr-o treaptă sau un abrupt, punctul cardinal spre care este orientat abruptul se numeşte *privirea* faliei (ex. privire estică, nordică, etc.). În unele cazuri, cînd rocile din compartimentul ridicat au prezentat o rezistenţă la eroziune mai mică decît cele din compartimentul coborît, compartimentul ridicat este mai puternic erodat, constituind o treaptă mai joasă a relie-

fului. Falia prezintă, în acest caz, o privire falsă sau aparentă, orientată spre compartimentul ridicat structural, fapt determinat de inversiunea reliefului faliei.

Uneori, cele două compartimente care s-au deplasat unul față de altul nu sînt separate printr-un singur plan de ruptură ci prin mai multe

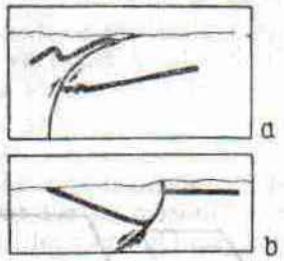


Fig. 7.2 — Schimbarea înclinării faliei în adîncime:
a — înclinarea crește; b — înclinarea scade.

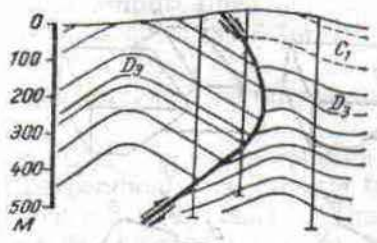


Fig. 7.3 — Schimbarea sensului înclinării faliei în adîncime (după Ajghirei).

suprafețe de ruptură, sau printr-o zonă de breccii sau milonite cu lățimi de ordinul zecilor sau al sutelor de metri dezvoltată între cei doi pereți ai faliei. În acest caz este mai corect să vorbim de o zonă de falie.

Urmărite pe întinderi mai mari, suprafețele de ruptură care separă compartimentele nu au întotdeauna o formă plană. Ele pot prezenta schimbări de direcție, în plan orizontal, sau schimbări de înclinare în adîncime. În cazul schimbării înclinării cu adîncimea se pot întîlni trei situații deosebite: a) suprafața faliei prezintă, în secțiune transversală, convexitatea îndreptată în sus, iar înclinarea crește cu adîncimea (fig. 7.2 *a*); b) convexitatea suprafeței de ruptură este îndreptată în jos, iar înclinarea descrește în adîncime (fig. 7.2 *b*); c) convexitatea suprafeței de ruptură este orientată lateral, iar falia își schimbă sensul înclinării în adîncime. (fig. 7.3).

Intersecția unei falii cu suprafața topografică este denumită *linia* sau *urma faliei*. Pentru o falie cu înclinare diferită de 90° ea este dreaptă, în cazul unui relief plan orizontal, și sinuoasă (la fel ca limita unui strat înclinat) în cazul unui relief accidentat cu văi și dealuri.

Deplasarea unui compartiment în raport cu celălalt se poate realiza prin: *translație*, caz în care liniile paralele înainte de faliere rămîn paralele și după faliere (fig. 7.4 *a*, *b*), sau *rotire*, caz în care liniile paralele înainte de faliere nu mai rămîn paralele în cele două compartimente după faliere. Rotirea unui compartiment față de celălalt se produce în jurul unei axe orientată perpendicular pe planul faliei, iar punctul în care această axă traversează planul faliei se numește *nod de falie* (fig. 7.4 *c*, *d*). Practic toate faliile sînt afectate și de o anumită rotire a compartimentelor, dat fiind faptul că mărimea deplasării crește sau des-

crește în lungul direcției, iar în punctele de terminație a faliei deplasarea relativă a compartimentelor devine nulă (fig. 7.4 *c*).

În sectoarele în care unghiul de rotire este foarte mic falia poate fi considerată ca o falie de translație.

Deplasarea relativă a compartimentelor. Dat fiind faptul că, în marea majoritate a cazurilor, nu se poate preciza care din compartimentele unei

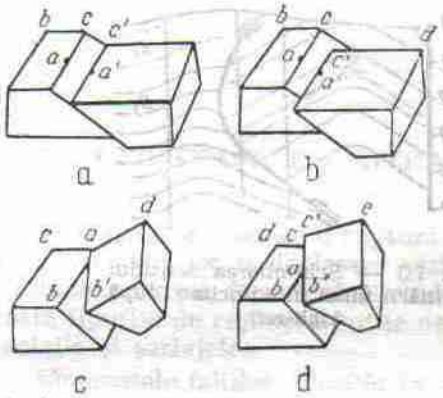


Fig. 7.4 — Moduri de deplasare a compartimentelor unei falii:
a și *b* — translație; *c* și *d* — rotire; *a*—*a'*, *b*—*b'*, *c*—*c'* — puncte adiacente înainte de faliere.

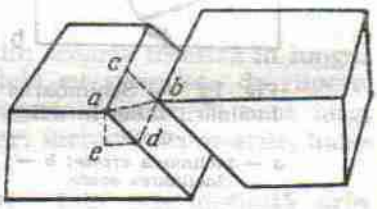


Fig. 7.5 — Săritura totală și componentele ei:
ab — săritura totală; *ac* — săritura pe direcție; *ad* — săritura pe înclinare; *ae* — săritura verticală; *ed* — săritura orizontală.

falii s-a mișcat și care a rămas pe loc, sau dacă ambele compartimente s-au mișcat în sensuri opuse ori în același sens dar cu viteze diferite, analiza geometrică a faliilor se bazează, în special, pe deplasările relative ale compartimentelor.

Mărimea deplasării relative a compartimentelor unul față de celălalt se exprimă, în general, prin noțiunile de *săritură*, *salt*, sau *amplitudine*. La o falie care afectează formațiuni stratificate se pot deosebi o săritură netă, reală, sau totală, precum și o serie de sărituri aparente sau separații.

Săritura totală se definește ca distanța măsurată în planul faliei de la un punct situat pe unul din pereții faliei pînă la punctul din peretele opus care i-a fost adiacent înainte de faliere (*ab* în fig. 7.5).

Unghiul format în planul faliei între orientarea săriturii totale și o orizontală a planului de falie este numit *pitch*-ul (termen englez internațional pentru înclinarea aparentă a săriturii totale) faliei ($\widehat{cab}$ în fig. 7.5), iar unghiul format între linia săriturii totale și proiecția ei pe un plan orizontal reprezintă *plonjul* săriturii totale ($\widehat{abe}$ în fig. 7.5). Unghiul măsurat în sensul acelor de ceasornic de la nordul geografic pînă la planul vertical care trece prin linia săriturii totale este azimutul săriturii totale a faliei.

Săritura totală prezintă următoarele componente: (fig. 7.5):

— săritura pe înclinare *(cb)* măsurată pe linia de cea mai mare pantă a planului faliei;

— săritura pe direcție *(ac)* sau săritura longitudinală, măsurată paralel cu direcția faliei, ea reprezentînd proiecția săriturii reale pe linia de direcție;

— săritura verticală *(ae)*, reprezentînd amplitudinea deplasării relative pe verticală a celor două compartimente, adică proiecția pe verticala locului a săriturii totale;

— săritura orizontală *(eb)*, reprezentînd proiecția pe un plan orizontal a săriturii totale.

— săritura transversală *(ed)*, reprezentînd deplasarea relativă a compartimentelor pe orizontală, măsurată perpendicular pe direcția faliei. În cazul faliilor normale (de distensiune) săritura transversală exprimă mărimea îndepărtării compartimentelor sau *deschiderea faliei*, iar în cazul faliilor inverse (de încălecare) ea reprezintă măsura în care cele două compartimente s-au apropiat și s-au acoperit unul pe altul, fiind numită și *acoperirea faliei*.

În cazul faliilor la care deplasarea relativă s-a făcut după linia de cea mai mare pantă a planului de falie (fig. 7.4 *a*) pitch-ul faliei este de 90°, săritura pe direcție este nulă, iar săritura totală coincide cu săritura pe înclinare *(cc')*. Faliile la care deplasarea relativă este paralelă cu direcția pitch-ul este de 0°, săritura pe înclinare este nulă, iar săritura totală coincide cu săritura pe direcție și, în acest caz, vorbim de o falie de decroșare sau transcurentă (rusă=*sdvig;* engl. *transcurrent, wrench* sau *strike-slip fault*). Cînd deplasarea compartimentelor este diagonală (fig. 7.5) pitch-ul faliei este un unghi ascuțit, iar falia prezintă o săritură pe direcție și una pe înclinare.

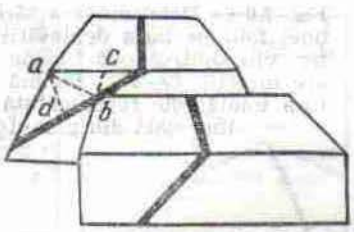


Fig. 7.6 — Săritura paralelă și săritura perpendiculară pe urma stratului în planul unei falii înclinate spre cititor:
linia îngroșată — urma unui strat reper; *ab* — săritura totală; *ac* — săritura pe direcție; *cb* — săritura pe înclinare; *db* — săritura paralelă cu urma stratului; *ad* — săritura perpendiculară pe urma stratului (după Billings, 1972)

În cazul faliilor cu deplasare diagonală care afectează un strat reper înclinat, săritura totală poate fi descompusă în planul faliei într-o săritură perpendiculară pe urma stratului în planul faliei (*ad* în fig. 7.6) și o săritură paralelă cu urma stratului în planul faliei (*db* în fig. 7.6).

Atunci cînd capetele stratelor din cele două compartimente sînt încovoiate în vecinătatea planului faliei, săritura totală măsurată în planul faliei între două puncte inițial adiacente este mai mică decît deplasarea reală a unui compartiment față de celălalt, măsurată la o anumită distanță de planul faliei în zona neafectată de încovoierea stratelor. Pentru

a indica, în acest caz, săritura reală a compartimentelor se utilizează termenul de *shift* (fig. 7.7).

Pentru determinarea săriturii totale sau nete a unei falii este necesară identificarea, în ambii pereți ai faliei, a unui reper liniar care a fost deplasat prin faliere. Un astfel de reper poate fi linia de intersecție dintre două filoane mai vechi decît falia (fig. 7.8), sau șarniera unui anticlinal sau a unui sinclinal afectat de o falie transversală sau diagonală. Sensul săriturii reale poate fi determinat pe baza striurilor observate pe oglinzile de frictiune din pereții faliei. Trebuie, însă, avut în vedere faptul că striurile indică numai orientarea ultimei deplasări a compartimentelor, urmele mișcărilor mai vechi fiind șterse de ultima deplasare. Rezultate bune în determinarea sensului săriturii totale se obțin prin determinarea poziției axelor elipsoidului de deformare cu ajutorul proiecțiilor stereografice pe rețeaua Schmidt a planului de falie și a planelor fisurilor de sprijin.

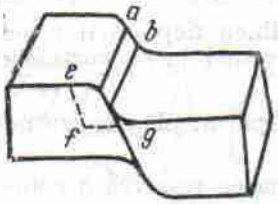


Fig. 7.7 — Shift:
ab — săritura totală; *ef* — shiftul faliei pe înclinare (după Billings, 1962).

Săriturile aparente (separațiile). Pe hărțile și secțiunile geologice, ca și în galerii sau puțuri care traversează același strat reper în cele două compartimente ale unei falii, se determină diferite sărituri aparente.

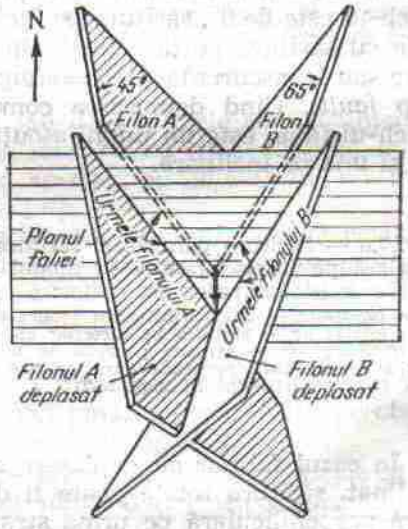


Fig. 7.8 — Determinarea săriturii totale a unei falii pe baza deplasării liniei de intersecție dintre două filoane *A* și *B*. Falia are direcția E—V și înclină spre S; săritura totală este reprezentată prin săgeata îngroșată din planul faliei.

Prin *săritură aparentă* sau *separație* se înțelege distanța măsurată, pe o direcție dată, între cele două părți, ale unui orizont reper planar deplasate de o falie, sau între un strat reper dintr-un compartiment și prelungirea aceluiași strat reper identificat în compartimentul opus.

Spre deosebire de săritura reală sau totală, care reprezintă distanța dintre două puncte inițial adiacente, măsurată în planul faliei, săritura

aparentă reprezintă distanța dintre două plane paralele, adică distanța de la un punct aparținînd unui plan și oricare punct aparținînd celuilalt plan, distanță care poate fi măsurată pe direcții diferite în spațiu. Din această cauză, pentru aceiași săritură totală a unei falii se poate determina un mare număr de sărituri aparente, a căror mărime variază în limite largi, în funcție de raportul dintre direcția de măsurare, poziția faliei și poziția stratului reper.

Săriturile aparente se determină, de regulă, în plan orizontal sau în secțiuni verticale.

În plan orizontal săriturile aparente pot fi măsurate între două aflorimente ale stratului reper în cadrul unei regiuni cu relief plan orizontal, sau în galerii orientate transversal față de direcția stratelor ori perpendicular pe direcția faliei, între punctele în care acestea străbat același strat reper de o parte și de alta a faliei. Astfel, pe harta geologică a unei regiuni cu relief plan orizontal în cadrul căreia aflorează un strat de cărbune afectat de o falie orientată oblic față de direcția stratului, așa cum este reprezentat în fig. 7.9, în funcție de direcția de măsurare se pot distinge următoarele sărituri aparente sau separații:

— săritura aparentă pe direcția faliei, sau decroșarea aparentă; ea poate fi dextră (*hi* în fig. 7.9, *a*), cînd compartimentul opus observatorului apare deplasat spre dreapta lui, sau senestră (*lm* în fig. 7.9, *b*), cînd compartimentul opus observatorului apare deplasat spre stînga;

— săritura aparentă transversală (*ij* și *mn* în fig. 7.9), măsurată perpendicular pe direcția stratului reper;

— săritura aparentă paralelă cu direcția stratului, care poate reprezenta o acoperire în plan orizontal (*hj* în fig. 7.9, *a*), sau o deschidere (*ln* în fig. 7.9, *b*);

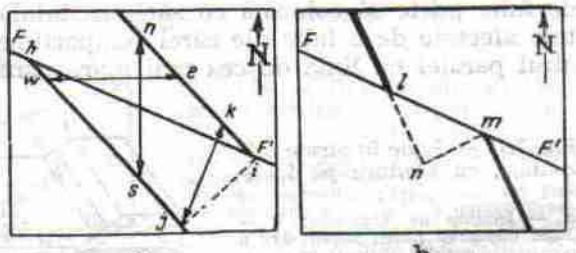


Fig. 7.9 — Sărituri aparente (separații) vizibile în plan orizontal. Linia îngroșată reprezintă un strat de cărbune înclinat spre SV:

FF — falie verticală; *a* — harta geologică a unei regiuni în care compartimentul sud-vestic este ridicat; *b* — harta geologică a unei regiuni în care compartimentul sud-vestic este coborît; *hi*, *lm* — decroșări aparente; *ij*, *nm* — separații transversale; *ns* — separație pe direcția NS; *we* — separație pe direcția EV; *jk* — separație perpendiculară pe direcția faliei (după Billings, 1962).

— săritura aparentă perpendiculară pe direcția faliei (*jk* în fig. 7.9, *a*); pe direcție nord—sud (*ns* în fig. 7.9, *a*), sau pe direcție vest—est (*we* în fig. 7.9, *a*) etc.

Într-o secțiune geologică orientată perpendicular pe direcția faliei (fig. 7.10) se pot distinge următoarele sărituri aparente:

— săritura aparentă verticală (*eg*);

— săritura aparentă pe înclinarea faliei (*eb*), care se poate descompune, la rîndul ei, într-o componentă verticală (*fj*) și o componentă orizontală (*ef*);

— săritura aparentă paralelă cu stratificația;

— săritura stratigrafică măsurată perpendicular pe planele orizontului reper. Ea reprezintă grosimea stratigrafică a formațiunilor care se-

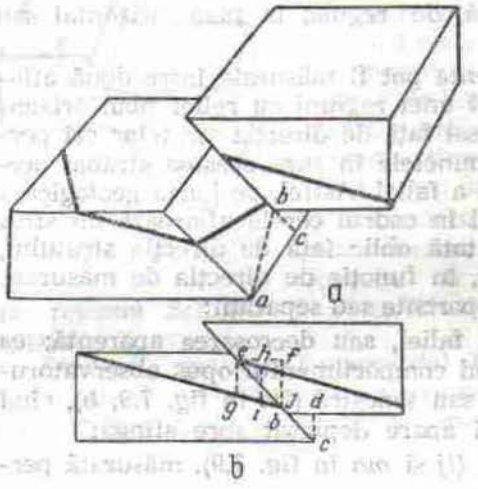


Fig. 7.10 — Sărituri aparente în plan vertical:

a — bloc diagramă; *b* — secțiune perpendiculară pe direcția faliei; *ab* — săritură totală; *bc* — săritură pe înclinare; *ac* — săritură pe direcție; *eg* și *hi* — separație verticală; *fj* — componenta verticală a separației pe înclinare; *ef* — componenta orizontală a separației pe înclinare (după Billings, 1972).

pară un strat reper de continuarea acestuia din compartimentul opus. Determinarea grafică a săriturii stratigrafice și a celei paralele cu stratificația poate fi realizată în secțiuni geologice orientate perpendicular pe direcția stratelor.

Săritura aparentă (vizibilă într-o secțiune geologică transversală față de falie poate să coincidă cu săritura totală în cazul unor strate orizontale afectate de o falie ale cărei compartimente au alunecat unul față de altul paralel cu linia de cea mai mare pantă a faliei (fig. 7.11). De cele

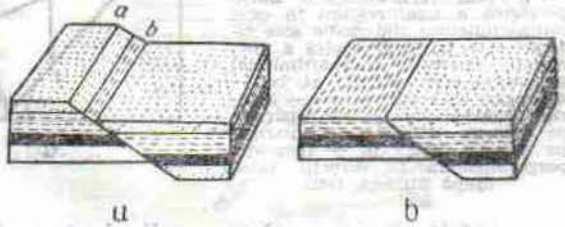


Fig. 7.11 — Falie în strate orizontale, cu săritura pe înclinare:

a — înainte de eroziune; *b* — după erodarea părții superioare a compartimentului ridicat; *ab* — săritura totală egală cu săritura aparentă în secțiunea transversală (după Billings, 1972).

mai multe ori, însă, săritura reală nu coincide cu cea aparentă. De exemplu, în cazul unei falii în strate orizontale ale cărei compartimente s-au deplasat paralel cu direcția faliei (fig. 7.12) și în cazul faliilor paralele cu stratificația (fig. 7.13) săritura aparentă reprezentată în secțiuni geologice este nulă. Pe de altă parte, o falie de decroșare perpendiculară

pe direcția unui monoclin prezintă în secțiune perpendiculară pe direcția faliei o săritură aparentă identică cu aceea a unei falii cu săritura pe înclinare (fig. 7.14).

În fg. 7.15 reprezentînd o falie înclinată oblic față de direcția unui plan reper înclinat se disting: o săritură aparentă paralelă cu direcția

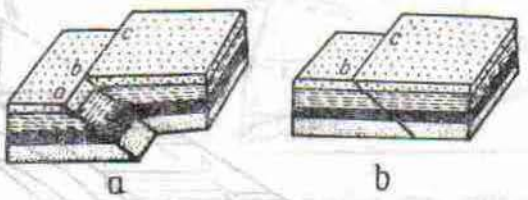


Fig. 7.12 — Falie în strate orizontale, cu săritura pe direcție:

a — după deplasarea compartimentelor; *b* — după îndepărtarea părții frontale a compartimentului din culcuș; săritura aparentă în secțiune transversală este nulă (după Billings, 1972).

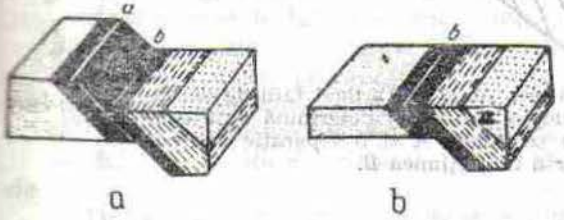
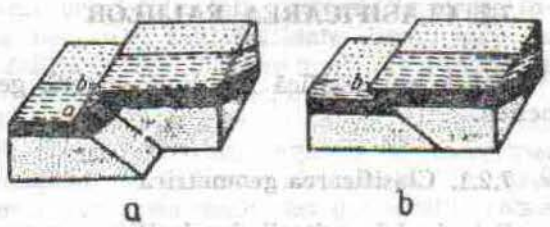


Fig. 7.13 — Falie paralelă cu stratificația:

a — după deplasarea compartimentelor; *b* — după îndepărtarea părții superioare a compartimentului din culcuș; *ab* — săritura totală=**săritura pe înclinare**; **săritura aparentă** este nulă.

Fig. 7.14 — Falie cu săritura pe direcție (decroșare):

a — după deplasarea compartimentelor; *b* — după îndepărtarea părții frontale a compartimentului din culcuș; în secțiune transversală prezintă aspect de falie inversă.



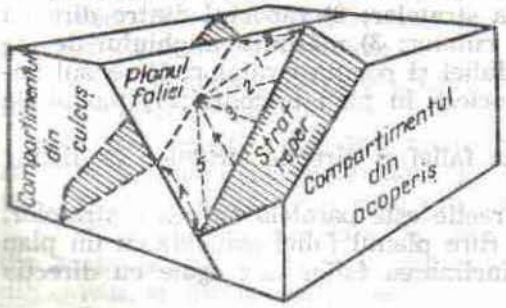


Fig. 7.15 — Diferite sărituri totale care determină aceleași sărituri aparente:

A — săritură aparentă pe înclinare; *B* — săritură aparentă pe direcție; liniile întrerupte reprezintă diferite sensuri posibile ale deplasării reale a compartimentului din acoperișul faliei; *1* — decroșare însoțită de ridicarea compartimentului din acoperiș (decroșare senestră inversă); *2* — decroșare senestră simplă; *3* — falie cu săritura diagonală; *4* — falie normală; *5* — falie normală însoțită de o decroșare dextră.

faliei sau o decroșare aparentă senestră (*B*); o săritură aparentă pe înclinare (*A*). Aceste sărituri aparente reprezintă efectul unei mișcări de translație a compartimentului din acoperișul faliei după oricare dintre direcțiile *1*, *2*, *3*, *4* și *5* marcate prin săgeți.

În cazul cînd o falie cu săritura totală orientată paralel cu direcția ei traversează axa unui anticlinal, secțiunile perpendiculare pe direcția faliei prezintă aspectul unei falii normale într-unul din flancuri și de falie inversă în celălalt (fig. 7.16), în funcție de săritura aparentă.

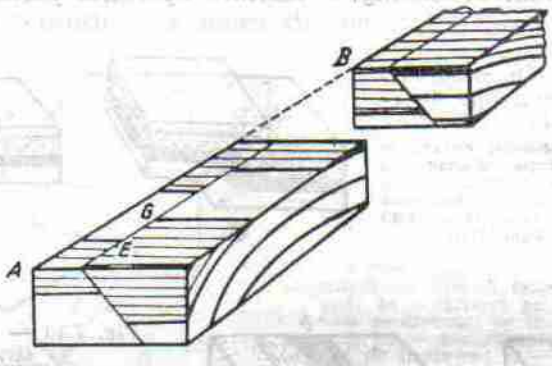


Fig. 7.16 — Aceeași săritură totală *EG* a unei falii de decroșare transversală față de un anticlinal determină o separație aparent normală în secțiunea *A* și o separație aparent inversă în secțiunea *B*.

7.2. CLASIFICAREA FALIILOR

Faliile se clasifică fie după criterii geometrice fie după criterii genetice.

7.2.1. Clasificarea geometrică

Principalele criterii de clasificare geometrică a faliilor sînt: 1) raportul dintre direcția faliei și direcția stratelor; 2) raportul dintre direcția faliei și direcția planului axial al cutelor; 3) mărimea unghiului de înclinare; 4) raportul dintre poziția faliei și poziția stratelor; 5) sensul deplasării aparente; 6) modul de asociere în plan orizontal; 7) modul de asociere în secțiuni transversale.

1. După raportul dintre direcția faliei și direcția stratelor se disting (fig. 7.17):

— *falii direcționale*, a căror direcție este paralelă cu cea a stratelor;

— *falii pe stratificație* (*cd*), la care planul faliei coincide cu un plan de stratificație, adică direcția și înclinarea faliei sînt egale cu direcția și înclinarea stratelor;

— *falii perpendiculare pe direcția stratelor* sau *falii ortogonale* (*cb*), a căror direcție coincide cu linia de cea mai mare pantă a stratelor;

— falii oblice.

2. În raport cu direcția planului axial al unei cute se deosebesc:

— *falii longitudinale* (*ij*), care sînt orientate paralel cu direcția pla-

nului axial al cutei pe care o afectează; ele pot fi direcționale în lungul flancurilor unui anticlinal sau sinclinal, pentru a deveni apoi oblice sau chiar perpendiculare pe direcția stratelor, în zonele de terminație periclinală sau centriclinală a acestora;

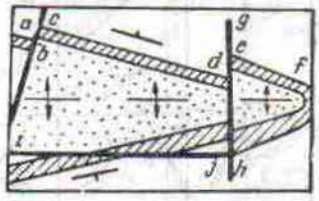


Fig. 7.17 — Schiță geologică a unui anticlinal faliat:
cd, ef — falii direcționale (diagonale față de axa cutei); *ij* — falie longitudinală (oblică față de direcția stratelor); *cb* — falie perpendiculară pe direcția stratelor (diagonală față de axa cutei); *gh* — falie transversală.

— *falii transversale*, care sînt orientate perpendicular sau sub un unghi mare față de direcția axelor cutelor (*gh* în fig. 7.17);

— *falii diagonale* față de axele cutelor.

3. În funcție de mărimea unghiului de înclinare faliile se împart în:

— *falii verticale*, la care planul faliei face un unghi de 90° cu planul orizontal al locului;

— *falii cu înclinare mare*, la care înclinarea este mai mare de 45°;

— *falii cu înclinare mică*, al căror unghi de înclinare este mai mic de 45°.

4. După raportul dintre înclinarea planului faliei și cea a stratelor se disting: falii *verticale în strate orizontale;* falii *verticale în strate înclinate;* falii *verticale în strate verticale;* falii *înclinate direcționale* în strate înclinate. La rîndul lor faliile direcționale înclinate, în funcție de sensul înclinării lor față de sensul înclinării stratelor, se împart în:

— *falii conforme*, care înclină în același sens cu sensul de înclinare al stratelor pe care le afectează. Ele pot avea un unghi de înclinare mai mare, egal sau mai mic decît unghiul de înclinare al stratelor. În cazul unei falii conforme cu înclinarea mai mică decît cea a stratelor coborîrea compartimentului din acoperiș are un efect similar cu cel al unei încălecări, întrucît stratele mai vechi din acoperișul ei se suprapun peste strate mai noi din culcuș;

— *falii contrare*, la care planul faliei înclină în sens contrar înclinării stratelor afectate de el.

5. După sensul deplasării aparente a compartimentelor, vizibil în secțiuni geologice perpendiculare pe direcția faliei, atunci cînd orientarea săriturii totale (reale) nu este cunoscută se pot distinge:

— falii aparent normale, la care stratul reper în compartimentul din acoperiș apare coborît în raport cu același reper în compartimentul din culcuș, și falii aparent inverse.

O reprezentare a caracterului aparent al faliilor în secțiuni orientate perpendicular pe direcția planului de ruptură este dată în fig. 7.18.

6. După modul de asociere în plan orizontal se disting sisteme de falii paralele (fig. 7.19, *a*), în culise (în releu sau redută) (fig. 7.19, *b*), concentrice (fig. 7.19, *c*), sau radiare (fig. 7.19, *d*).

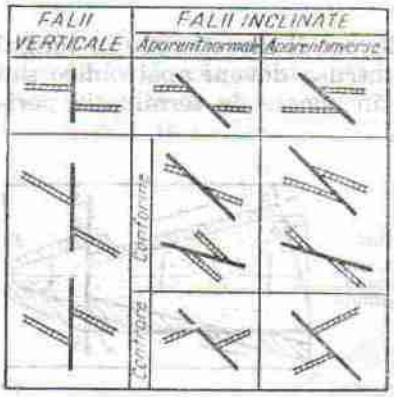


Fig. 7.18 — Clasificarea faliilor în secțiuni transversale.

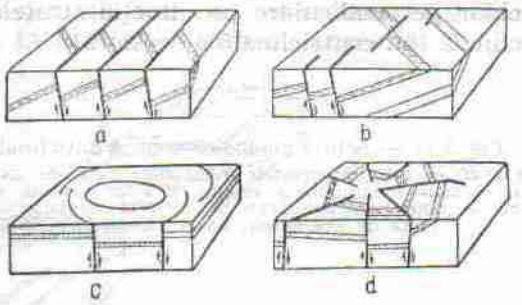


Fig. 7.19 — Asociații de falii în plan orizontal:
a — paralele; b — în culise; c — concentrice; d — radiare.

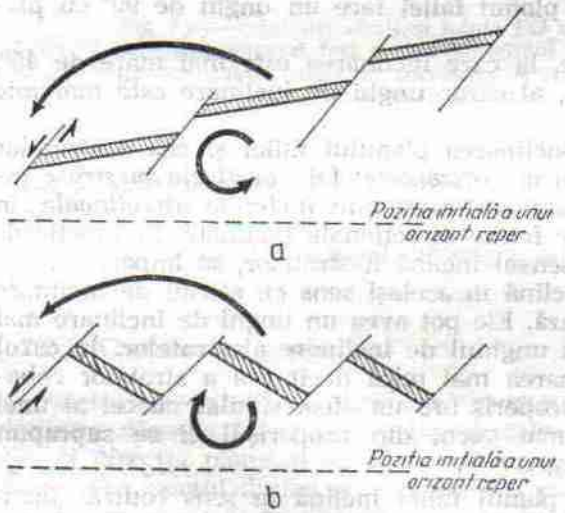


Fig. 7.20 — Asociații de falii în secțiuni transversale:
a — trepte sintetice; b — trepte antitetice.

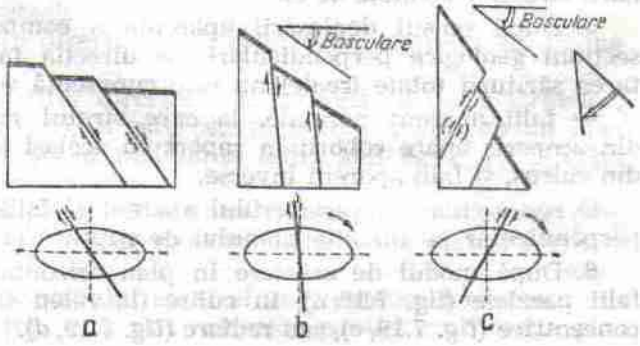


Fig. 7.21 — Falii normale în trepte sintetice care prin basculare devin falii inverse.

7. După modul de prezentare în secțiuni transversale (fig. 7.20—7.22) se disting următoarele asociații de falii:

Falii în trepte, adică sisteme de falii în general paralele la care compartimentele coboară succesiv într-un singur sens. Atunci cînd faliera este însoțită de o schimbare a înclinării stratelor, adică de o rotire a acestora în jurul unei axe orizontale, faliile pot forma „trepte sintetice"

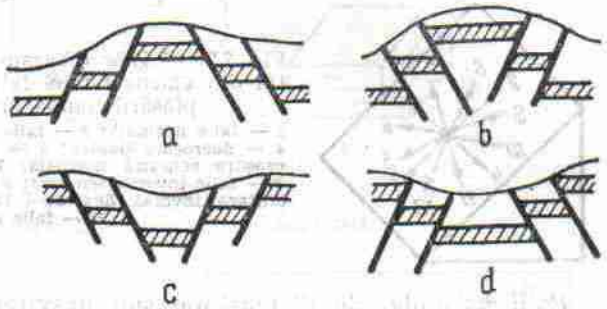


Fig. 7.22 — Horsturi și grabene:
a — horst de distensiune; *b* — horst de compresiune; *c* — graben de distensiune; *d* — graben de compresiune.

sau homotetice, cînd sensul cuplului care a generat faliile coincide cu sensul de rotire (de basculare) a stratelor (fig. 7.20, *a*), sau „trepte antitetice", cînd ele coboară în sens opus sensului de rotire a stratelor (fig. 7.20 *b*). Dacă rotirea (bascularea) continuă antrenînd falii apărute anterior, atunci faliile sintetice normale ajung la verticală, apoi își schimbă sensul înclinării transformîndu-se în falii inverse (fig. 7.21), iar faliile inverse în același mod se transformă în falii normale. În continuare faliile astfel transformate prin rotire își inversează, în cele din urmă, sensul deplasării compartimentelor;

Horsturi, adică asociații de falii la care compartimentul central este mai ridicat decît cele laterale. Ele se pot forma ca efect al acțiunii unor forțe de distensiune și, în acest caz, sînt flancate de falii normale (horst de distensiune, (fig. 7.22, *a*) sau ca efect al unor forțe de compresiune și, în acest caz, sînt flancate de falii inverse sau de încălecări (horst de compresiune, fig. 7.22, *b*);

Grabene sau „șanțuri" tectonice, adică sisteme de falii mai mult sau mai puțin paralele, la care compartimentul central este coborît în raport cu cele laterale. Ca și în cazul horsturilor se disting „grabene de distensiune" sau „de rift" (fig. 7.22, *c*) flancate de falii normale generate de acțiunea unor forțe orientate în sensuri divergente și „grabene de compresiune" (fig. 7.22, *d*) flancate de falii inversate formate sub acțiunea unor forțe orientate convergent;

Hemigrabene, care reprezintă compartimente coborîte limitate pe de o parte de o falie sau de un singur sistem de falii în trepte, iar de cealaltă parte limitate de o flexură. Ele reprezintă efectul unei mișcări de basculare a unui sector al scoarței.

7.2.2. Clasificarea genetică

Din punct de vedere genetic, faliile se pot clasifica după natura mișcărilor relative sau a mișcărilor absolute ale compartimentelor.

După sensul mișcării relative a compartimentelor, atunci cînd se cunoaște orientarea săriturii reale în planul faliei, faliile se împart în următoarele categorii (fig. 7.23):

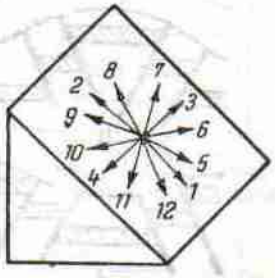


Fig. 7.23 — Bloc diagramă reprezentînd compartimentul din culcușul unei falii. Săgețile indică sensul deplasării compartimentului din acoperiș:
1 — falie normală; *2* — falie inversă; *3* — decroșare senestră; *4* — decroșare dextră; *5* — falie normală senestră; *6* — decroșare senestră normală; *7* — decroșare senestră inversă; *8* — falie inversă senestră; *9* — falie inversă dextră; *10* — decroșare inversă dextră; *11* — decroșare dextră normală; *12* — falie normală dextră.

Falii normale, de distensiune sau gravitaționale, la care compartimentul din acoperiș s-a deplasat efectiv în jos pe înclinarea planului de falie în raport cu compartimentul din culcuș. La acest tip de falie pitchul săriturii totale este egal cu 90°, iar componenta pe direcție a săriturii totale este zero. Formarea unei astfel de falii a fost însoțită de o îndepărtare a compartimentelor. Faliile gravitaționale formate prin alunecarea unui volum de roci pe versantul unei zone în curs de ridicare se numesc falii de *detașare* sau de *deslipire*.

Falii inverse sau *falii de încălecare*, la care compartimentul din acoperiș s-a deplasat în sus pe înclinarea planului de falie. Ele iau naștere ca efect al acțiunii unor forțe de compresiune și, de aceea, pot fi numite și „falii de compresiune orizontală". Termenul de falie inversă se utilizează, în sens restrîns, pentru faliile de compresiune cu înclinare mai mare de 45°. Pentru faliile cu înclinări cuprinse între 45° și 10° se utilizează, mai frecvent, termenul de „încălecare". Cu alte cuvinte, cînd componenta verticală a săriturii totale este mai mare decît cea orizontală (transversală) vorbim de falii inverse, propriu-zise, iar cînd componenta verticală a săriturii totale este mai mică decît cea orizontală vorbim de încălecări. Cînd unghiul de înclinare este, în general, mai mic decît 10°, iar săritura totală este de ordinul kilometrilor sau al zecilor de kilometri, este vorba de pînze de șariaj.

Decroșări, falii cu săritura pe direcție sau *falii transcurente*, sînt falii la care compartimentele s-au deplasat unul față de altul după o linie paralelă cu direcția planului de ruptură, adică au suferit o mișcare de culisare fără a suferi o ridicare sau coborîre relativă. După sensul de deplasare a compartimentelor se disting decroșări dextre și senestre. O decroșare este dextră atiunci cînd compartimentul opus celui pe care este situat un observator s-a deplasat spre dreapta acestuia. Cînd deplasarea compartimentului opus observatorului s-a deplasat spre stînga lui decroșarea este senestră. Cu alte cuvinte cînd mișcarea comparti-

mentelor indică un cuplu orientat în sensul acelor de ceasornic decroșarea este dextră, iar cînd ea este orientată în sens invers acelor de ceasornic decroșarea este senestră. Ca și în cazul faliilor propriu-zise, suprafața de decroșare poate fi verticală, înclinată sau chiar orizontală (fig. 7.24) și poate fi orientată transversal, oblic (fig. 7.25) sau longitudinal față de direcția axelor cutelor.

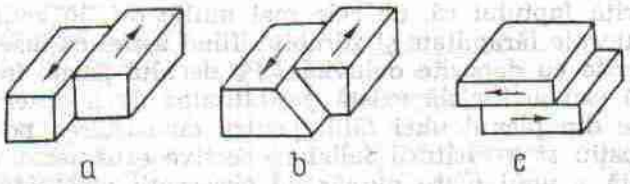


Fig. 7.24 — Decroșări:
a — verticală; *b* — înclinată; *c* — orizontală.

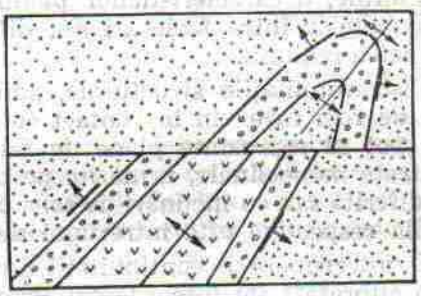


Fig. 7.25 — Decroșare dextră oblică.

Falii complexe, la care deplasarea compartimentelor s-a făcut pe o direcție care face un unghi diferit de 90° cu direcția planului de ruptură. Ele prezintă atît o săritură pe înclinare cît și o săritură pe direcție. În cazul predominării săriturii pe înclinare se utilizează denumirea de falie normală sau inversă, la care se adaugă sensul săriturii pe direcție (ex. falie normală dextră sau senestră). Cînd predomină săritura pe direcție se utilizează denumirea de decroșare (dextră sau senestră), la care se adaugă sensul săriturii pe înclinare (ex. decroșare dextră normală).

După sensul mișcării absolute a compartimentelor în raport cu un plan de referință orizontal (nivelul mării), faliile cu înclinare mare pot fi împărțite în falii formate prin împingerea în sus a unui compartiment, celalalt rămînînd pe loc, și falii formate prin coborîrea unui compartiment, celalalt rămînînd la aceeași altitudine. Atît prima cît și a doua categorie pot fi falii de încălecare sau falii normale. Faliile de încălecare cu un unghi de înclinare mic (încălecări, șariaje) se clasifică din punct de vedere genetic în „structuri de supraîmpingere", la care compartimentul activ a fost cel situat deasupra planului de ruptură și „structuri de subîmpingere", la care s-a deplasat compartimentul de sub planul de încălecare sau șariaj.

7.3. METODE DE STUDIU ŞI DE REPREZENTARE A FALIILOR

Faliile pot fi identificate pe baza observaţiilor directe efectuate în deschideri naturale sau artificiale, sau pot fi deduse din analiza datelor litofaciale şi fiziografice.

În deschideri naturale posibilitatea de a observa planul de falie apare rareori, datorită faptului că, de cele mai multe ori, în zona de faliere rocile sînt puternic fărămiţate şi zdrobite, fiind astfel expuse alterării şi, adesea, acoperite cu depozite deluviale. Pe de altă parte, într-o deschidere naturală sau artificială există posibilitatea de a observa numai o mică porţiune din planul unei falii; pentru cunoaşterea poziţiei, a extinderii în spaţiu şi a săriturii faliei respective este necesară interpretarea integrată a unui mare număr de observaţii efectuate în diferite puncte în cadrul regiunii studiate.

Studiul pe teren al faliilor se bazează pe analiza discontinuităţilor structurale, a caracteristicilor planului de falie şi a zonelor învecinate, a contactelor între faciesuri net diferite, precum şi pe analiza geomorfologică a regiunii.

Discontinuităţile structurale, adică terminaţiile bruşte ale unor corpuri de roci care vin în contact cu roci de vîrstă sau litologie net diferită, pot să reprezinte plane de falie. De exemplu, atunci cînd o serie de strate monoclinale, urmărite pe direcţie, trec brusc la strate de vîrstă net diferită sau cu înclinări de sens contrar se poate afirma că seria monoclinală respectivă este întreruptă de o falie transversală sau oblică.

O întrerupere a continuităţii stratelor poate fi determinată, însă, şi de o suprafaţă de discordanţă. Principalul criteriu de deosebire a unei falii diagonale sau transversale faţă de un plan de discordanţă înclinat îl constituie faptul că planul de falie întrerupe continuitatea stratelor în ambele compartimente, atît din culcuşul cît şi din acoperişul lui, în timp ce un plan de discordanţă unghiulară întrerupe numai limitele stratelor din culcuşul lui, stratele de deasupra planului de discordanţă fiind paralele cu acesta.

Unele discontinuităţi structurale pot fi generate şi de intruziuni magmatice. Contactele intruzive se disting însă net de falii prin prezenţa metamorfismului de contact în rocile înconjurătoare.

Urmărind pe teren, într-un profil orientat perpendicular pe direcţia stratelor, o succesiune de strate monoclinale din ce în ce mai noi apariţia bruscă la zi a unei formaţiuni mai vechi într-un punct în care ar fi urmat să apară un strat mai tînăr, putem trage concluzia că sîntem în prezenţa unei falii direcţionale. La fel, putem presupune existenţa unei falii cînd într-o structură monoclinală se observă repetiţia unui pachet de strate sau dispariţia din profil a unor strate a căror prezenţă în coloana stratigrafică este demonstrată în alte profile transversale urmărite în regiune.

Zona planului de falie poate fi observată nemijlocit în unele lucrări miniere, în săpături efectuate la suprafaţa pămîntului sau în aflorimente

pe lățimi care variază de la cîțiva centimetri pînă la cîteva zeci sau sute de metri. Această zonă se recunoaște pe teren după prezența unor brecii tectonice formate din blocuri cu oglinzi de frictiune. Uneori se poate observa o oglindă de frictiune chiar în peretele faliei. Pe suprafața unei astfel de oglinzi se disting striuri cu un capăt îngroșat a cărui orientare indică sensul deplasării compartimentului opus al faliei (fig. 7.26, *b*).

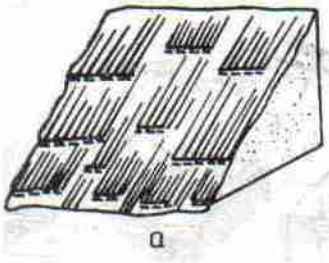
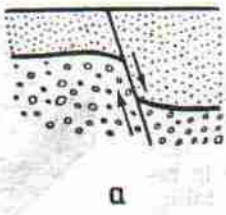


Fig. 7.26 — Oglindă de frictiune pe peretele din culcușul unei falii normale:
a — rupturi transversale indicînd o coborîre a compartimentului din acoperiș; *b* — striuri de frictiune.



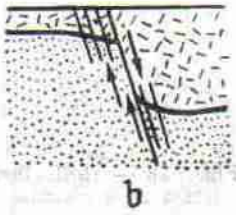


Fig. 7.27 — Stabilirea sensului de deplasare a compartimentelor unei falii:
a — după încovoierea capetelor de strat; *b* — după sensul unor mici denivelări paralele cu planul faliei.

Alteori pe oglinda de frictiune a planului de falie se disting mici rupturi transversale. Partea abruptă a acestora este orientată în sensul alunecării compartimentului opus (fig. 7.26, *a*). În lipsa striurilor sau a rupturilor vizibile sensul deplasării compartimentului opus poate fi stabilit mișcînd vîrful degetelor pe oglinda de frictiune. Putem astfel constata că degetele alunecă ușor în sensul în care s-a mișcat compartimentul alăturat, în timp ce la o mișcare în sens opus alunecarea degetelor este îngreuiată de o serie de mici asperități.

Sensul de deplasare a unui compartiment față de celălalt se poate determina urmărind cu atenție stratele tăiate de planul faliei. Astfel, în cazul unor roci relativ ductile, capetele stratelor din vecinătatea planului de falie sînt antrenate prin frictiune și încovoiate în sensul deplasării compartimentului opus. În cazul rocilor mai casante capetele stratelor din pereții faliei sînt afectate de o serie de mici denivelări orientate în sensul mișcării compartimentului opus al faliei majore (fig. 7.27). De un real ajutor în stabilirea sensului de deplasare relativă a compartimentelor unei falii s-au dovedit observațiile efectuate asupra fisurilor de sprijin (v. fig. 6.13, 6.14).

În cazul faliilor care traversează roci rigide, spațiul dintre pereții faliei poate fi ocupat de o microbrecie sau de milonite rezultate din sdrobirea și măcinarea mineralelor componente ale rocilor din pereți. Dacă procesul de faliere a fost însoțit de o îndepărtare a pereților faliei, în spațiul rezultat se depun minerale filoniene.

Analiza contactelor între formațiuni sincrone, dar cu faciesuri net diferite permite, uneori, identificarea unor falii în lungul cărora au avut loc mari deplasări orizontale. Astfel, observînd pe teren un contact nemijlocit între două formațiuni de aceeași vîrstă, dar care nu s-au putut

forma în zone paleogeografic adiacente, putem trage concluzia că cele două formațiuni au fost aduse în contact fie prin deplasarea orizontală în lungul unei falii de decroșare orientate oblic sau perpendicular pe direcția zonelor de facies, fie printr-un proces de șariaj.

Analiza geomorfologică a unei regiuni pe baza observațiilor directe și pe baza interpretării geologice a fotogramelor conduce la identifica-

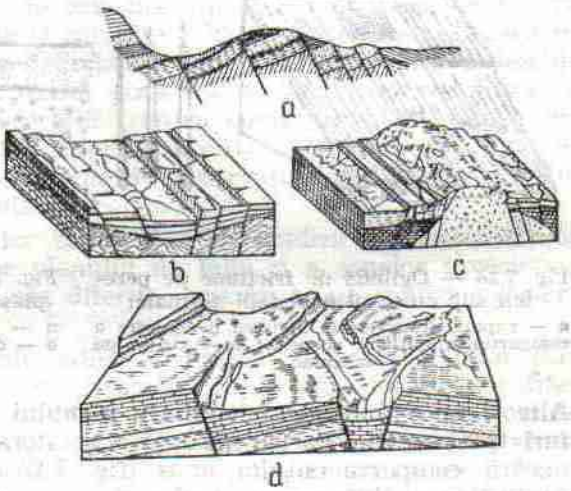


Fig. 7.28 — Reflectarea în relief a unor sisteme de falii:
a — falii în trepte antitetice; *b* — graben; *c* — horst; *d* — structură complexă.

rea unor liniamente topografice care pot corespunde unor falii. Astfel de liniamente pot fi marcate de orientarea preferențial rectilinie a unor elemente ale rețelei hidrografice care s-a adîncit mai pregnant în lungul unor zone de faliere și brecifiere caracterizate printr-o mai slabă rezistență la eroziune.

În cazul faliilor recente în roci cu rezistență mai mare la eroziune, denivelarea compartimentelor este marcată de trepte ale reliefului (fig. 7.28), de schimbări bruște ale direcției apelor curgătoare, de prezența unor rupturi de pantă sau chiar cascade pe cursul unor rîuri.

În zonele marginale ale unor depresiuni prezența faliilor este marcată, uneori, de aliniamente de izvoare ascendente cu ape termale.

Determinarea tipului de falie și a săriturii faliei se realizează prin urmărirea pe teren și reprezentarea pe hartă a liniei de falie și a limitelor geologice în cele două compartimente, precum și prin construirea unor secțiuni geologice orientate perpendicular pe direcția faliei și, respectiv, pe direcția stratelor.

Reprezentarea cartografică a faliilor. O falie se reprezintă pe harta geologică prin proiecția liniei rezultate din intersecția suprafeței de ruptură cu suprafața topografică a terenului. Trasarea liniei de falie se execută după aceleași reguli ca și trasarea limitelor stratigrafice, adică prin unirea, din aproape, a punctelor în care același plan de falie a fost identificat pe teren. Cunoscînd direcția și înclinarea unei suprafețe de falie

în mai multe puncte, trasarea faliei în sectoarele acoperite se poate face folosind metodele grafice de construire a limitelor geologice.

Aspectele sub care se prezintă faliile pe hărțile geologice variază în funcție de tipul faliei, de relieful regiunii și de structura geologică a regiunii.

• În *regiuni cu strate orizontale* se pot întîlni falii verticale sau falii înclinate.

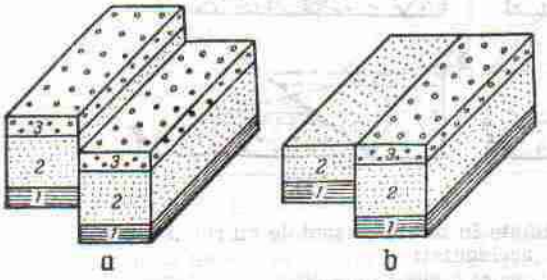


Fig. 7.29 — Reprezentarea unei falii verticale în strate orizontale în cazul reliefului plan orizontal:
a — după deplasarea compartimentelor; *b* — după erodarea părții superioare a compartimentului ridicat; *1, 2, 3* — vîrsta relativă a straturilor.

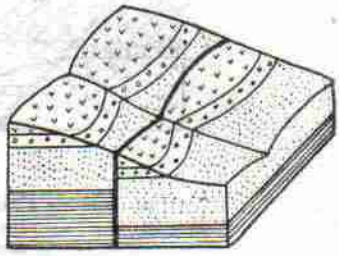


Fig. 7.30 — Reprezentarea unei falii verticale în strate orizontale, în cazul unui relief accidentat.

Faliile verticale cu suprafața de ruptură plană se reprezintă pe hartă prin linii drepte. Dacă suprafața faliei prezintă schimbări de direcție, ea se reprezintă printr-o linie cu o curbură corespunzătoare. Cînd relieful este plan și orizontal, atunci linia de falie separă două formațiuni de vîrstă diferită, formațiunea cea mai veche apărînd în compartimentul ridicat (fig. 7.29). În cazul unui relief accidentat, același orizont reper se repetă la altitudini diferite în cele două compartimente (fig. 7.30), iar linia de falie poate să întrerupă mersul limitelor dintre strate.

O falie normală care afectează strate orizontale în cazul unui relief accidentat se reprezintă pe hartă printr-o linie sinuoasă. Compartimentul coborît, adică formațiunea mai nouă, se găsește de partea vîrfului unghiului descris de linia faliei pe firul văilor (fig. 7.31, *a*).

În cazul unei falii inverse, compartimentul coborît este cel situat în deschiderea unghiului format de linia faliei pe văi (fig. 7.31, *b*).

Săritura verticală a unei falii care afectează strate orizontale este dată de diferența de nivel la care se găsește același orizont reper în cele două compartimente.

• În *regiuni cu strate înclinate*, după raportul dintre direcția planului de falie și direcția stratelor se pot deosebi falii transversale, direcționale și oblice.

— O falie transversală care afectează o structură monoclinală se reprezintă printr-o linie în lungul căreia limitele stratelor din comparti-

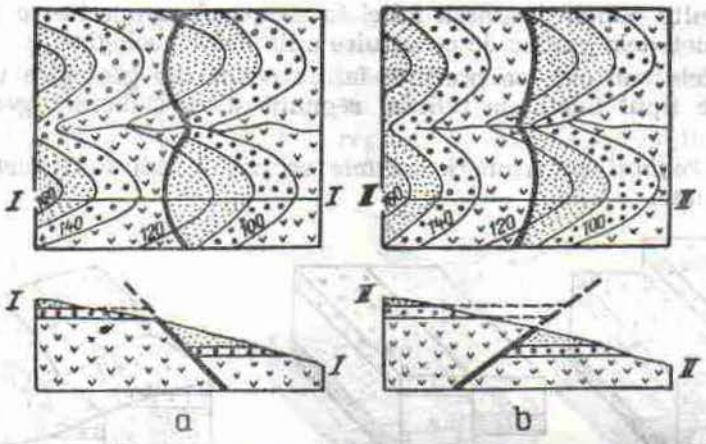


Fig. 7.31 — Falii înclinate în strate orizontale cu relief accidentat:
a — falie normală; *b* — falie inversă.

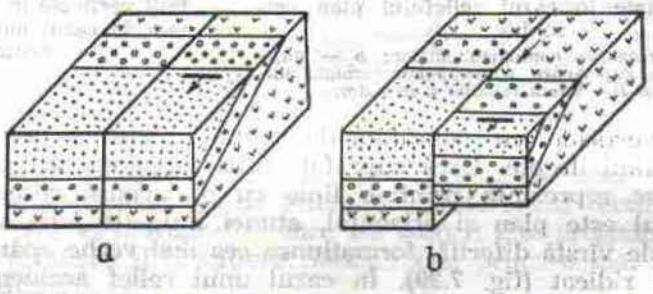


Fig. 7.32 — Reprezentarea unei falii verticale perpendiculară pe direcția unor strate monoclinale:
a — înainte de faliere; *b* — după ridicarea și erodarea compartimentului din dreapta.

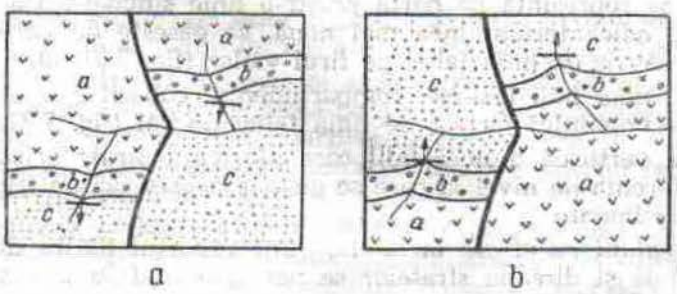


Fig. 7.33 — Falii perpendiculare pe direcția unor strate monoclinale:
a — falie normală; *b* — falie inversă.

mentul ridicat sînt deplasate în sensul înclinării stratelor (fig. 7.32). Faliile transversale înclinate se reprezintă sub forma unei drepte dacă terenul este orizontal, sau sub forma unei linii sinuoase care formează pe văi vîrfuri îndreptate în sensul înclinării faliei (fig. 7.33). Faliile transversale ale structurilor monoclinale dau efecte cartografice similare cu decroşările transversale.

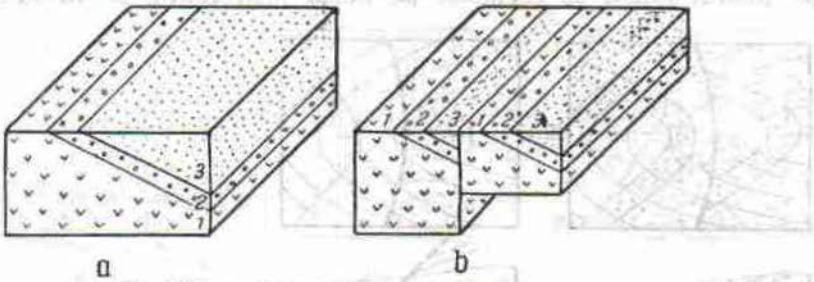


Fig. 7.34 — Falie direcţională verticală:

a — înainte de faliere; *b* — după faliere şi erodare. Ridicarea şi erodarea compartimentului situat în sensul înclinării stratelor determină repetarea în plan orizontal a aceloraşi formaţiuni; *1, 2, 3* — vîrsta formaţiunilor.

Faliile direcţionale verticale pot avea ca efect fie repetarea pe hartă a zonelor de apariţie a aceloraşi formaţiuni, dacă compartimentul ridicat este cel situat în sensul înclinării stratelor (fig. 7.34), fie dispariţia de pe hartă a unor formaţiuni geologice dacă compartimentul ridicat este cel situat în sensul opus înclinării stratelor (fig. 7.35).

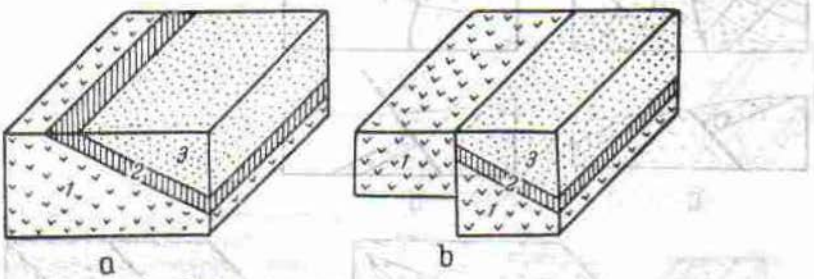


Fig. 7.35 — Falie direcţională verticală:

a — înainte de faliere; *b* — după faliere. Ridicarea şi erodarea compartimentului din sensul opus înclinării stratelor face ca în planul orizontal să nu mai apară stratul 2.

Faliile direcţionale înclinate au efecte asemănătoare cu cele verticale, şi anume în cazul faliilor conforme inverse şi contrare normale are loc repetarea pe hartă a zonelor de apariţie a aceloraşi formaţiuni (fig. 7.36, *a*, *c*), în timp ce cazul faliilor conforme normale şi contrare inverse, anumite formaţiuni nu mai apar pe hartă, ele fiind înlăturate prin eroziune din compartimentul ridicat (fig. 7.36, *b*, *d*). Determinarea săriturii unei falii direcţionale se face în secţiuni geologice orientate perpendicular pe direcţia stratelor.

I.S.P.I.F.

Faliile oblice, ca și cele transversale, determină o deplasare a limitelor geologice în sensul înclinării stratelor în compartimentul ridicat. Ele se disting prin unghiul ascuțit pe care îl face linia de falie cu direcția stratelor (fig. 7.37).

Faliile la care cele două compartimente nu s-au deplasat printr-o mișcare de translație, ci printr-o rotire în jurul unei axe perpendiculare pe planul faliei, se recunosc pe hartă prin faptul că în lungul lor se

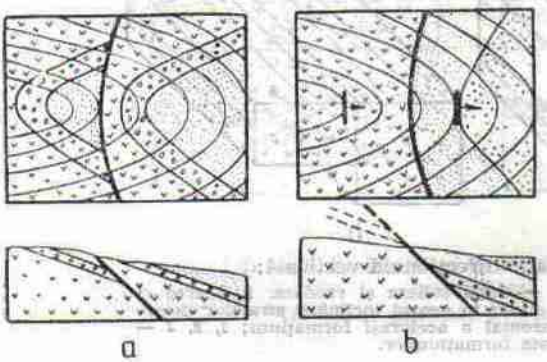


Fig. 7.36 — Reprezentarea pe hartă și în secțiune a faliilor direcționale înclinate, în cazul unui relief accidentat:
a — falie conformă inversă; b — falie conformă normală; c — falie contrară normală; d — falie contrară inversă.

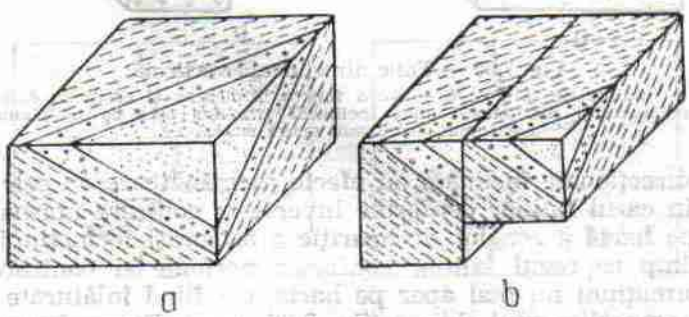


Fig. 7.37 — Falie oblică verticală:
a — înainte de faliere; b — după ridicarea și erodarea compartimentului din dreapta.

constantă o variație treptată a săriturii faliei și uneori chiar o inversare a sensului de deplasare a compartimentelor. În fig. 7.38, *a* este reprezentată harta unei structuri monoclinale nedislocate, iar în fig. 7.38, *b* — harta aceleeași structuri, după rotirea relativă a compartimentelor în sensuri opuse, în jurul unui ax orizontal II—II. În secțiunea *I—I* (fig. 7.38, *c*) se observă coborîrea compartimentului vestic; în secțiunea *II—II* săritura este nulă, iar în secțiunea *III—III* compartimentul co-

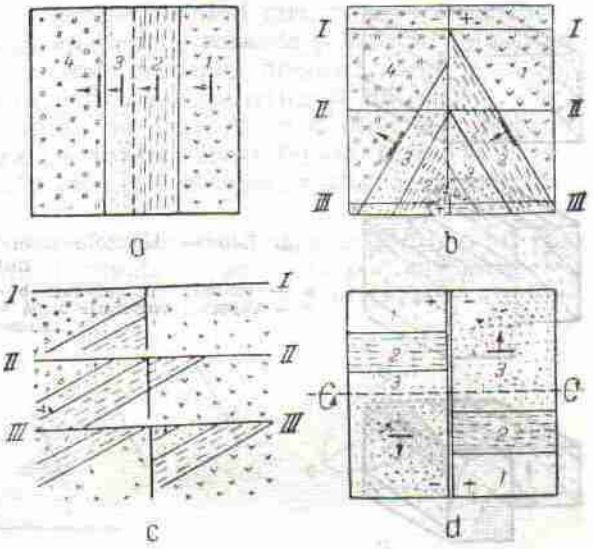


Fig. 7.38 — Efectele faliilor cu rotirea compartimentelor:
a — harta unei structuri monoclinale nedislocate; *b* — harta geologică a acelorași formațiuni după ce compartimentele s-au rotit unul față de altul în jurul axei *II-II* și după peneplenizarea lor; *c* — secțiuni geologice; *d* — harta unei regiuni cu strate inițial orizontale, după rotirea și peneplenizarea compartimentelor.

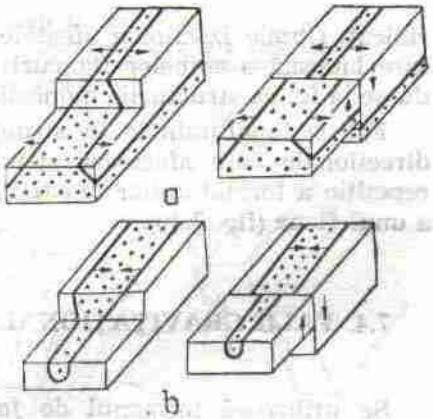


Fig. 7.39 — Efectele faliilor transversale asupra unor structuri cutate:
a — anticlinal faliat; *b* — sinclinal faliat.

borît este cel estic. În cazul cînd o falie însoțită de o rotire în sensuri opuse a celor două compartimente afectează o serie de strate orizontale, acestea capătă înclinări în sensuri contrare (fig. 7.38, *d*).

• În *regiuni cu structuri cutate* se disting falii transversale, longitudinale și diagonale, care, la rîndul lor, pot fi verticale sau înclinate.

— Faliile transversale determină o lărgire a zonelor axiale ale anticlinalelor normale drepte și o îngustare a zonei axiale a sinclinalelor corespunzătoare în compartimentul ridicat și, invers, îngustarea anticlinalelor și lărgirea sinclinalelor în compartimentul coborît (fig. 7.39).

Dacă planul axial al unei cute este înclinat, el este deplasat sub acțiunea unei falii transversale în sensul înclinării lui în compartimentul

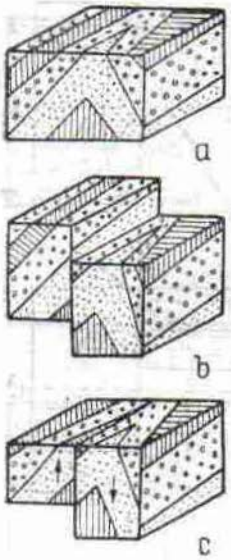


Fig. 7.40 — Efectele unei falii longitudinale asupra unui anticlinal:
a — anticlinalul nefaliat; *b* — aspectul structurii după faliere; *c* — aspectul structurii după erodarea părții superioare a compartimentului ridicat.

ridicat. Cutele izoclinale afectate de o falie transversală suferă o deplasare laterală a ambelor flancuri în sensul înclinării acestora, comportîndu-se la fel ca structurile monoclinale.

Faliile longitudinale în structuri cutate au efecte analoge cu faliile direcționale care afectează structuri monoclinale. Ele pot determina o repetiție a formațiunilor din flancul unei cute sau o lărgire sau îngustare a unui flanc (fig. 7.40).

7.4. FALII GRAVITAȚIONALE

Se utilizează termenul de *falie gravitațională* pentru acele falii la care compartimentul din acoperiș s-a deplasat direct în jos pe înclinare. Formarea lor comportă o întindere a scoarței terestre, fiind generate de mișcări de distensiune. Deși faliile gravitaționale pot avea, teoretic, înclinări între 0 și 90°, în realitate majoritatea faliilor au înclinări mai mari de 45°. Dimensiunile faliilor gravitaționale pot varia de la centi-

metri la sute sau chiar mii de kilometri, cu sărituri ce pot depăși uneori 2—3 km.

Faliile gravitaționale apar rareori izolate, de obicei fiind grupate și formînd asociații caracteristice.

7.4.1. Asociații de falii gravitaționale

Faliile gravitaționale se pot asocia formînd structuri caracteristice. Astfel, în plan (pe hartă) pot să apară falii paralele și falii în releu, iar în secțiunea verticală se conturează grabene, horsturi, semi-grabene, blocuri faliate înclinate, cîmp de falii, falii antitetice și sintetice.

— Faliile gravitaționale paralele se dezvoltă cînd direcția forței de distensiune este perpendiculară pe direcția zonei faliate, astfel încît rezultă falii cu orientare paralelă între ele și aproximativ aceeași extindere în suprafață.

— Faliile gravitaționale în releu se formează prin acțiunea unui cuplu de forțe care generează falii înclinate aproximativ paralele între ele, dar decalate în spațiu (fig. 7.41). Dispoziția faliilor este paralelă cu axa

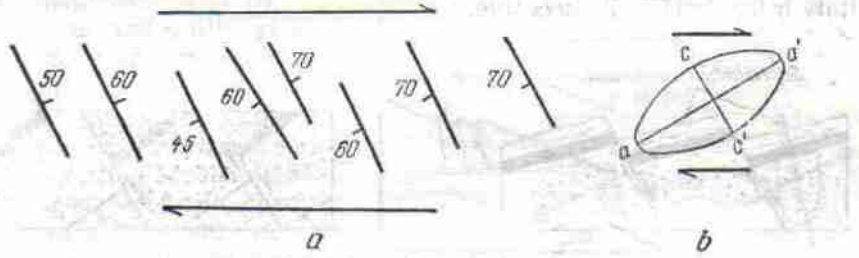


Fig. 7.41 — Falii gravitaționale în releu:
a — distribuția faliilor pe hartă în raport cu direcția de acțiune a cuplului de forțe; *b* — elipsoidul de deformare produs de un cuplu, rezultînd falii paralele cu axa sa mică (c—c').

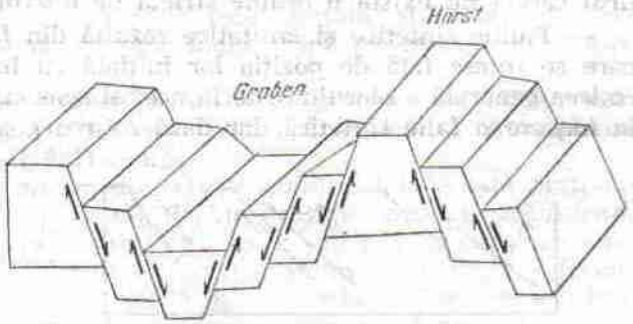


Fig. 7.42 — Graben și horst.

mică a elipsoidului de deformare rezultat prin acțiunea cuplului de forțe, faliile fiind provocate de tensiune.

— Grabenul sau fosa de afundare este o asociație de falii normale (gravitaționale) care delimitează un compartiment (bloc) central coborît în raport cu compartimentele vecine (fig. 7.42). În ultimul timp se uti-

lizează termenul de *rift* sinonim cu grabenul, dar este recomandabil să se utilizeze noțiunea de rift pentru grabenele de dimensiuni mari, lungimi de ordinul sutelor și miilor de kilometri și lățimi de ordinul zecilor de kilometri.

— Horstul reprezintă o asociație de falii gravitaționale care delimitează un bloc ridicat față de blocurile vecine, deci opusul grabenului (fig. 7.42). De obicei grabenele și horsturile apar asociate.

La grabene și horsturi, faliile au înclinări opuse pe cele două compartimente. Dacă faliile au același sens de înclinare pot forma asociații denumite semi-grabene sau semi-horsturi, după cum structura majoră predominantă este de afundare sau ridicare.

— Blocuri faliate înclinate rezultă dintr-un semi-graben la care a avut loc și o rotire a compartimentelor, fie pe un flanc fie pe ambele flancuri, în raport cu o axă paralelă cu direcția faliilor. Din această rotire, stratele care inițial erau orizontale devin mai mult sau mai puțin înclinate (fig. 7.43). Uneori cînd înclinarea este mică se pot forma suprafețe structurale (suprafețe de eroziune, paralele cu stratificația), dezvoltate între două falii succesive.

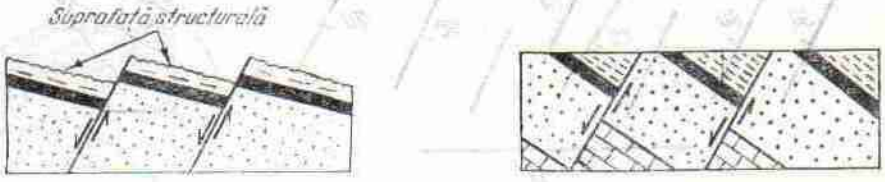


Fig. 7.43 — Blocuri faliate.

— Cîmp de falii, reprezintă o asociație de falii gravitaționale în cadrul căreia nu există o ordine strictă de dezvoltare a faliilor (fig. 7.44).

— Faliile sintetice și antitetice rezultă din falii normale sau inverse care se rotesc față de poziția lor inițială cu întregul bloc faliat. Dacă rotirea generală a blocului este în același sens cu rotirea unei falii atunci ia naștere o falie sintetică, iar dacă rotirea generală este de sens opus

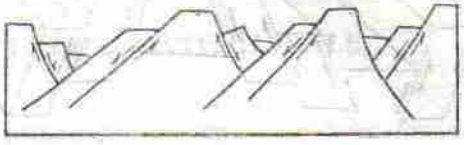


Fig. 7.44 — Cîmp de falii.

rotirii faliei individuale se formează o falie antitetică. Cînd compartimentele grabenelor, horsturilor sau semi-grabenelor suferă rotiri atunci iau naștere falii sintetice și antitetice. Astfel de falii se pot forma și în cazul faliilor inverse. În fig 7.45 este ilustrată formarea faliilor sinte-

tice și antitetice într-o structură de graben sau o structură cu falii de încălecare, ambele supuse la aceeași rotație externă. Sînt figurate poziția planelor de forfecare paralele cu faliile, elipsoizii de deformare și sensurile de rotație ale fiecărei falii, de unde rezultă caracterul sintetic sau antitetic al acestora.

7.4.2. Mecanisme de formare a grabenelor

Dezvoltarea structurilor de tip graben în multe zone ale globului terestru a făcut ca preocuparea pentru explicarea formării și evoluției lor să fie permanentă, de la începutul secolului și pînă în prezent, modelele imaginate fiind în concordanță cu concepțiile geotectonice ale fiecărei perioade.

Conceptul modern al formării grabenelor s-a născut din ipoteza subsidenței în pană elaborată de Vening Meinesz (1950), care a sugerat că faliile normale formate prin fracturare de forfecare datorită forțelor de tensiune crustală pot produce o pană îngustă cu vîrful în jos, de crustă continentală, cu o lățime de circa 65 km. Această pană este izostatic subsidentă și formează o vale de rift limitată de zone înalte, fiind generată de o arcuire elastică în sus a crustei.

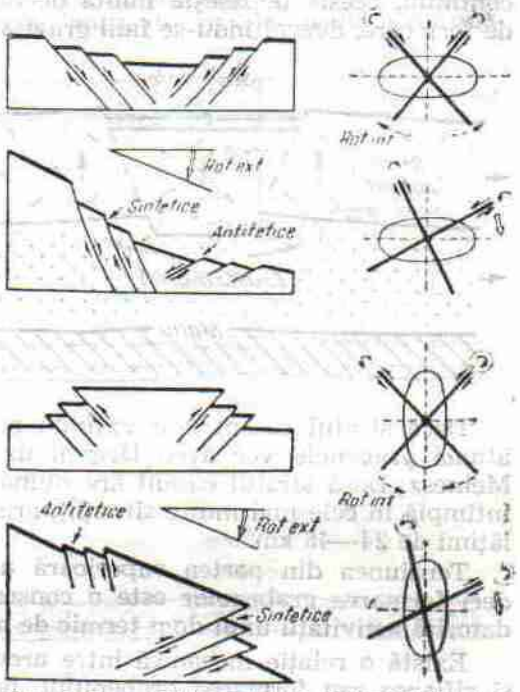


Fig. 7.45 — Falii sintetice și antitetice formate prin extensiune sau compresiune și o rotație externă generală a blocului faliat.

Modele de formare a grabenelor utilizînd procesul de riftogeneză, au fost elaborate de Bott (1971, 1976, 1981), Artemjev și Artyushkov (1971), Fuchs (1974), Illies (1981) și alții.

În regiuni cu flux termic mediu, crusta continentală constă dintr-un strat superior casant, în jur de 10—25 km grosime, care se deformează prin faliere (corespunzător nivelului structural superior în care mecanismul principal de deformare este forfecarea) și un strat ductil inferior, care se deformează prin curgere lentă ne-newtoniană. Falierea asociată formării grabenelor va penetra numai partea superioară casantă a crustei și nu întreaga crustă, cum credea Vening Meinesz.

Modelul formării grabenelor prin mecanismul de subsidență în pană a fost acceptat de majoritatea cercetătorilor. Aici prezentăm modelul lui Bott (1976, 1981) (fig. 7.46). El a presupus că litosfera este supusă la un stress tensiv. Stratul casant răspunde la început printr-o extensiune

elastică, în timp ce partea ductilă de dedesubt se deformează prin curgere lentă, visco-elastică (creep). Cum stressurile deviatorice în stratul ductil sînt disipate prin curgere lentă, stressul tensiv din stratul casant crește continuu, acesta depășește limita de elasticitate și va ceda prin fracturi de forfecare, dezvoltîndu-se falii gravitaționale.

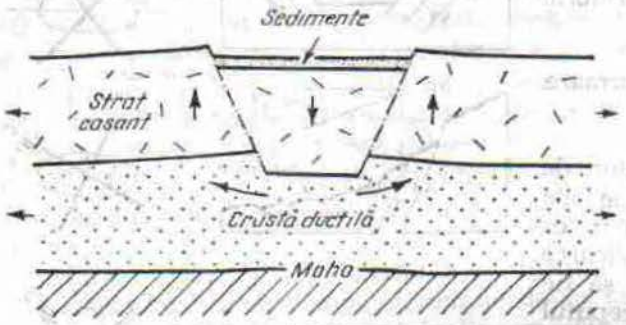


Fig. 7.46 — Formarea grabenului prin subsidența unei pene înguste de crustă superioară casantă (după Bott, 1981).

Dacă stratul casant s-ar extinde pe întreaga crustă pe circa 35 km, atunci grabenele vor avea lărgimi de 65 km cum a presupus Vening Meinesz. Dacă stratul casant are numai 10—20 km grosime (așa cum se întîmplă în cele mai multe situații), grabenele posibil a se forma vor avea lățimi de 24—48 km.

Tensiunea din partea superioară a crustei care produce riftarea și deci formarea grabenelor este o consecință a arcuirii (bombării) crustei datorită activității unui dom termic de manta.

Există o relație mecanică între arcuirea în sus a crustei continentale și riftarea sau formarea grabenului, bazată pe presupunerea că dezvoltarea domului termic precede riftarea. Au fost presupuse trei stadii de dezvoltare în evoluția unui rift și anume (fig. 7.47):

1. Un panaș de manta (plume) se formează sub litosfera continentală, prin ridicarea unei coloane ascendente din material topit, provenit din mantaua inferioară (fig. 7.47 *a*).

2. Litosfera continentală devine mai caldă (crește semnificativ gradientul geotermic), se subțiază, are loc o ridicare a limitei litosferă/astenosferă, cu formarea unui dom termic. Ca o consecință se produce o ridicare izostatică a crustei și se dezvoltă un sistem de stress tensiv în partea superioară (casantă) a crustei (fig. 7.47, *b*).

3. Cînd stressul tensiv devine suficient de mare începe formarea grabenului, prin dezvoltarea faliilor gravitaționale pe cele două direcții ale planelor de forfecare (fig. 7.47 *c*).

Bott (1981) a calculat că pentru inițierea formării grabenului este nevoie de tensiuni de ordinul 200 MPa (2 kilobari), iar alunecarea pe planele de falie se realizează dacă coeficientul de fricțiune este de 0,1 sau mai mic.

Topiturile magmatice din manta pot avea un rol important în formarea domurilor termice (bombamentelor) și deci a proceselor de rif-

tare. S-a sugerat că litosfera se încălzește și se subțiază ca efect al convecției penetrative a magmei care se ridică de dedesubt și bombarea este răspunsul izostatic la reducerea în densitate. Natura sistemului de rift dezvoltat depinde, de asemenea, de disponibilitatea magmei. Dacă aceasta este prezentă din abundență, zona de rift se poate eventual dezvolta prin intruziunea dike-urilor și uneori poate ajunge la suprafață sub formă de vulcani.

Un proces similar se poate forma și sub crusta oceanică generînd structurile de rift oceanic.

Mecanisme mai complexe privind formarea diferitelor tipuri de grabene a elaborat Illies (1981), care ține seama de condițiile locale sau amplasamentul tectonic regional, arătînd că majoritatea structurilor de grabene urmează subsecvent zone de slăbire preexistente ale fundamentului. Astfel grabenele cenozoice din Africa de est, riftul Marea Roșie, riftul lacului Baikal, grabenul Rinului și altele, sînt orientate paralel cu zone de milonitizare, elemente de forfecare sau concentrări de dike-uri de vîrstă precambriană sau hercinică. Riftarea are loc în aceste zone de slăbire, de-a lungul cărora rezistența la tensiune a litosferei este diminuată în raport cu cea a regiunilor învecinate.

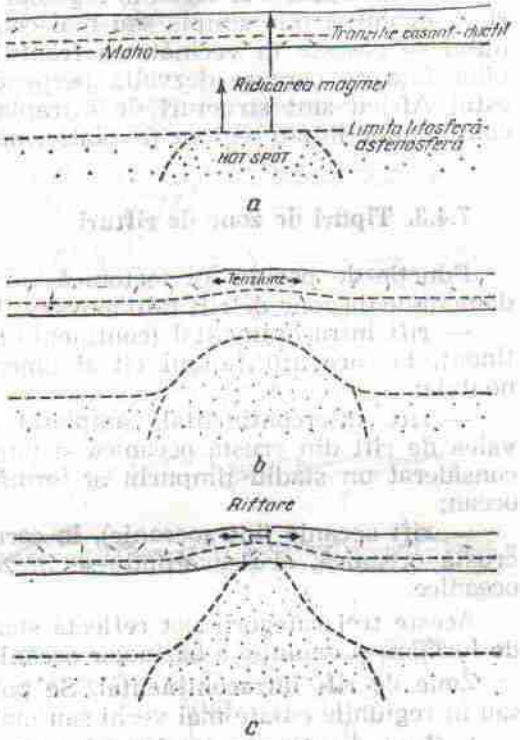


Fig. 7.47 — Stadii de dezvoltare a structurilor de tip rift continental:
a, b, c — stadii succesive de evoluție (după Bott, 1981).

Diferențele între diverse tipuri de grabene, observate de la o zonă la alta a globului, au necesitat imaginarea unor mecanisme de formare specifice. Aceste diferențe sînt următoarele:

1. Grosimea litosferei afectată tectonic este foarte variabilă: la grabenele largi, cum sînt cele ale lacului Baikal sau al Rinului, zona de rădăcină este în mantaua superioară sau chiar în astenosferă, în timp ce la grabenele formate pe un substrat de sare, faliile nu depășesc acest nivel (rareori 2—4 km adîncime), fiind structuri superficiale, de riftare în apropierea suprafeței.

2. Cinematic, riftarea poate fi controlată de o extensiune laterală normală la axa grabenului (cum este la sistemul de rift est-African) sau

poate să fie o forfecare de extensiune care guvernează riftarea și propagarea văii de rift (ex. riftul Mării Moarte).

3. Activitatea vulcanică asociată riftului poate fi foarte extinsă (ca în depresiunea Afar din Etiopia) sau foarte slabă (ca în grabenul Rinului).

4. Amplasamentul tectonic regional poate fi foarte variat și cu o istorie a evoluției mai simplă sau mai complexă. De exemplu, grabenul Rinului se găsește în vecinătatea frontului de coliziune al sistemului Alpilor față de care se dezvoltă perpendicular, în timp ce grabenele din estul Africii sînt structuri de intraplacă, adică de rupere a unei plăci continentale într-o regiune de platformă.

7.4.3. Tipuri de zone de rifturi

Funcție de poziția lor tectonică, au fost deosebite trei categorii fundamentale de zone de rift (Milanovsky, 1972):

— rift intracontinental (continental), amplasat în interiorul unui continent, la care atît fundul cît și umerii riftului sînt din crustă continentală;

— rift intercontinental, amplasat între două continente, care are valea de rift din crustă oceanică și umerii din crustă continentală, fiind considerat un stadiu timpuriu al formării crustei oceanice într-un viitor ocean;

— rift oceanic (intraoceanic), la care grabenul axial este limitat prin crustă oceanică, el dezvoltîndu-se în zona centrală a dorsalelor mediooceanice.

Aceste trei categorii pot reflecta stadii succesive ale unui proces larg de formare și evoluție a bazinelor oceanice.

Zone de rift intracontinental. Se pot dezvolta în zonele platformelor sau în regiunile cutate mai vechi sau mai tinere.

1. *Zone de rift ale platformelor.* Sînt asociate cu roci ale fundamentului care au o istorie lungă, complexă și variată și pot fi:

— Zone de rift de tip arc vulcanic (fig. 7.48 *a*), caracterizate printr-o îndelungată și intensă activitate vulcanică, rocile fiind bazice și intermediare. Vulcanismul este asociat cu ridicarea și formarea unui arc vulcanic, care are în partea axială un graben adînc de 1—2 km, adesea cu rifturi ramificate. Arcuirea este asociată cu un minim gravimetric (Bouguer), dat probabil de amestecul între partea inferioară a crustei și partea superioară a mantalei. Exemple sînt rifturile din Etiopia și Kenya.

— Zone de rift tip crevasă (fig. 7.48 *b—e*), caracterizate prin grabene cu adîncimi mari, cu zone de ridicare marginală mai înguste care uneori lipsesc. Astfel grabenul lacului Albert are 2—3 km, grabenul Rinului superior are 3—4 km, iar grabenul lacului Baikal are 5—6 km adîncime. Sînt seismic active și au o anomalie Bouguer negativă, îngustă, dată de grosimea mare a sedimentelor neconsolidate. Au puțin vulcanism (ex.

grabenele lacului Tanganica sau al Rinului superior) sau nu au de loc vulcanism (grabenul lacului Baikal). Centrele vulcanice, cînd există, sînt situate pe flancurile grabenelor și lipsesc în zona axială. Extensiunea orizontală este de 5—10 km. Ca aspect morfologic sînt variate putînd fi deosebite tipurile: fără ridicare marginală (fig. 7.48 *b*); cu o singură ridicare marginală (fig. 7.48 *c*); cu două ridicări marginale (fig. 7.48 *d*); și cu ridicare internă (fig. 7.48 *e*).

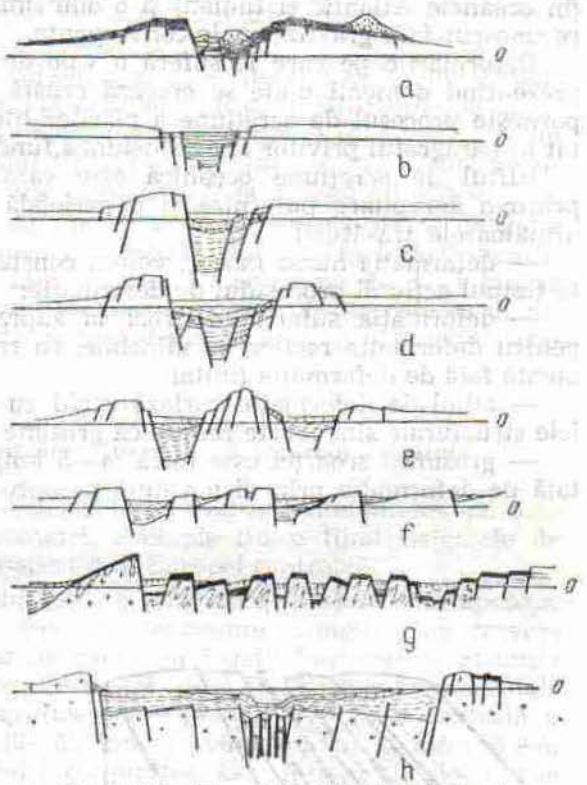


Fig. 7.48 — Tipuri de rifturi continentale:
a — tip arc vulcanic; *b*—*e* — tip crevasă (*b* — fără ridicare marginală; *c* — cu o ridicare marginală; *d* — cu două ridicări marginale; *e* — cu ridicare internă); *f* — tip blocuri înclinate faliate; *g* — tip grabene și horsturi; *h* — rift intercontinental tip Marea Roșie.

2. *Zone de rift ale regiunilor cutate tinere.* Acestea se dezvoltă în regiuni de cutare, în completarea ciclului geosinclinal, fiind formate prin mișcări de taphrogeneză ale perioadei postgeosinclinale. Nu există un singur graben ci o serie de grabene paralele separate prin horsturi înguste, relieful avînd amplitudini de 2—5 km. Structurile pot fi asociații de blocuri faliate înclinate (fig. 7.48 *f*) sau grabene și horsturi (fig. 7.48 *g*). Extensiunea orizontală poate fi foarte mare (uneori peste 1 000 km) și sînt asociate cu deplasări orizontale mari. Formarea acestor zone a fost precedată și acompaniată de erupții intense de magme calco-alcaline, acide și bazice. Exemple tipice sînt rifturile din zona Marelui Bazin (Basin and Range province) din vestul S.U.A. (care urmează ciclului geosinclinal mezozoic) și grabenele mezozoice inferioare ale plăcii siberiene de vest (care urmează ciclului geosinclinal hercinic).

Zone de rift intercontinental. Reprezintă un stadiu avansat de evoluție a unui rift continental, în care procesele de distensiune au reușit să îndepărteze din zona centrală crusta continentală, fiind creată crustă oceanică nouă (fig. 7.48 *h*). Crusta oceanică se dezvoltă sub formă de intruziuni bazice, ocupînd zona cea mai coborîtă morfologic (centrul grabenului). Exemplul tipic îl reprezintă grabenul Mării Roșii, amplasat între Africa și Arabia.

Dacă expansiunea continuă, fiecare jumătate de rift devine o margine continentală pasivă de tip atlantic, care are o structură generală de semigraben și morfologic cuprinde șelf, taluz continental și piemont abisal.

Zone de rift oceanic. Se dezvoltă în zona centrală a dorsalelor mediooceanice, formînd așa-numita vale de rift, cu o lățime de circa 25 km (în oceanele Atlantic și Indian) și o adîncime de 1—1,3 km, în care s-au recunoscut falii gravitaționale convergente.

Deformările pe care le suferă o vale de rift sînt complicate, ele reprezentînd domenii unde se creează crustă oceanică nouă și de la care pornește procesul de acrețiune a plăcilor litosferice. Procesul este discutat în paragraful privitor la expansiunea fundului oceanic.

Riftul de acrețiune oceanică este caracterizat de Mattauer (1980) printr-o dezvoltare puternică și o perioadă lungă de funcționare avînd următoarele trăsături:

— deformația nu se face la volum constant deoarece rocile sînt create în timpul acțiunii procesului de deformație;

— deformația suferită de roci la suprafață nu este reprezentativă pentru deformația rocilor în adîncime, ea reprezentînd doar o fază incipientă față de deformația finită;

— stilul de deformație variază rapid cu adîncimea, astfel încît nivelele structurale sînt foarte reduse ca grosime (1—2 km);

— grosimea scoarței este mică (4—5 km), astfel că scoarța este afectată de deformație prin distensiune pe aproape întreaga sa grosime.

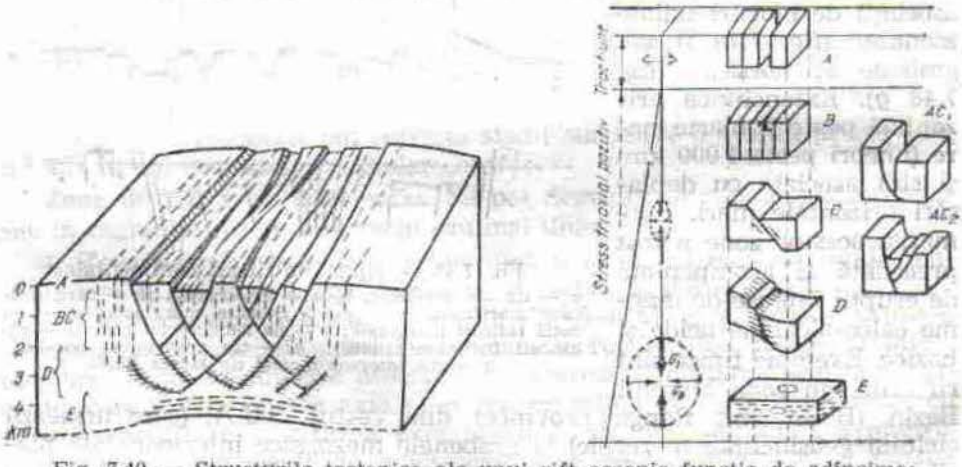


Fig. 7.49 — Structurile tectonice ale unui rift oceanic funcție de adîncime: *A* — fisură deschisă; *B* — fisură închisă; *C* — falie; *D* — falie ductilă; *E* — foliație. Structuri complexe: AC_1 — fisuri de trecere la falie, AC_2 — falii minore grefate pe o falie majoră. Alura schematizată a elipsoidului de stress în plan vertical (după Mattauer, 1980).

Dacă analizăm stilul deformației cu adîncimea într-o zonă de rift oceanic (fig. 7.49) se pot separa mai multe domenii, funcție de acțiunea tensorilor de stress, care variază și ei. La suprafață și la adîncime mică stressul predominant este tensiv, fiind separat domeniul *A*, caracterizat

prin dezvoltarea fisurilor deschise, perpendiculare pe direcția de tracțiune.

Mai în adîncime deformația se face pe trei direcții $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (σ_1 = presiune litostatică verticală σ_3 = orizontală), astfel încît $\sigma_1 - \sigma_3$ corespunde la un deviator tectonic. Pe măsură ce ne deplasăm în adîncime σ_1 și σ_3 se apropie, cîmpul de stress devenind izotrop sau hidrostatic.

Al doilea domeniu *B* este caracterizat prin fisuri închise (de extensiune), întotdeauna verticale, perpendiculare pe σ_3 a căror talie se diminuează în adîncime; totodată se dezvoltă falii înclinate care fac cu σ_1 un unghi mai mic de 45° (domeniul *C*), cărora le sînt asociate fisuri verticale. Domeniile *B* și *C* se dezvoltă aproximativ la aceeași adîncime.

În continuare, la adîncimi în jur de 2—4 km începe să se dezvolte domeniul *D* al deformărilor plastice, localizate în zona forfecării ductile, în cadrul căruia se formează falii ductile. La adîncime de 4—5 km se trece în domeniul *E*, al deformațiilor plastice generalizate, care se manifestă printr-o foliație orizontală, perpendiculară pe σ_1 și o liniație paralelă cu σ_3.

7.4.4. Exemple de rifturi intracontinentale și intercontinentale.

Rifturi intracontinentale. Se dezvoltă în cadrul continentelor, pe lungimi de ordinul miilor de kilometri, exemple tipice fiind sistemele de rifturi est-Africane, al lacului Baikal și al Europei centrale.

Sistemul de rift est-African este o structură majoră de aproape 3 000 km lungime, formînd o serie de depresiuni alungite care traversează întreaga Africă de est și de care sînt legate formarea și evoluția marilor lacuri africane. Se caracterizează prin escarpamente marginale abrupte ale căror cote topografice cresc gradat spre zona centrală a riftului, acesta fiind larg de 40—50 km și avînd fundul la circa 2 km mai jos față de nivelul platoului înconjurător. Este format din două zone de rifturi (fig. 7.50):

— zona (=ramura) vestică pornește din apropierea lacului Rudolf și ocolește pe la vest lacul Victoria, cuprinzînd lacurile Albert, Eduard, Kivu, Tanganika, Rukwa și ajunge pînă la lacul Malawi (=Nyassa) unde se racordează cu zona estică;

— zona (=ramura) estică se dezvoltă la est de lacul Victoria, de la lacul Rudolf în nord, pînă la lacul Malawi în sud, fiind cuprinși în această zonă și munții Kenya și Kilimanjaro.

Distensiunea care a produs fracturarea zonei este acompaniată de o intensă activitate vulcanică ce a generat un relief important, conurile unora din vulcani ridicîndu-se cu aproape 4 km deasupra nivelului platoului înconjurător, așa cum sînt vîrfurile Ruwenzori (în ramura vestică) și Kilimanjaro (în ramura estică). Riftul nu este continuu pe direcție, fiind afectat de numeroase falii transversale (probabil viitoare falii transformante), dispuse în releu, care-l delimitează în blocuri mai ridicate și

mai coborîte. În unele din blocurile coborîte sînt instalate bazine de sedimentare care corespund cu actualele lacuri. În zonele lacurilor sînt acumulate sedimente de grosimi apreciabile (pînă la 2 km). Unele lacuri au fundul sub nivelul zero al mării (ex. Tanganika —500 m), constituind domenii cu sedimentație activă și în prezent.

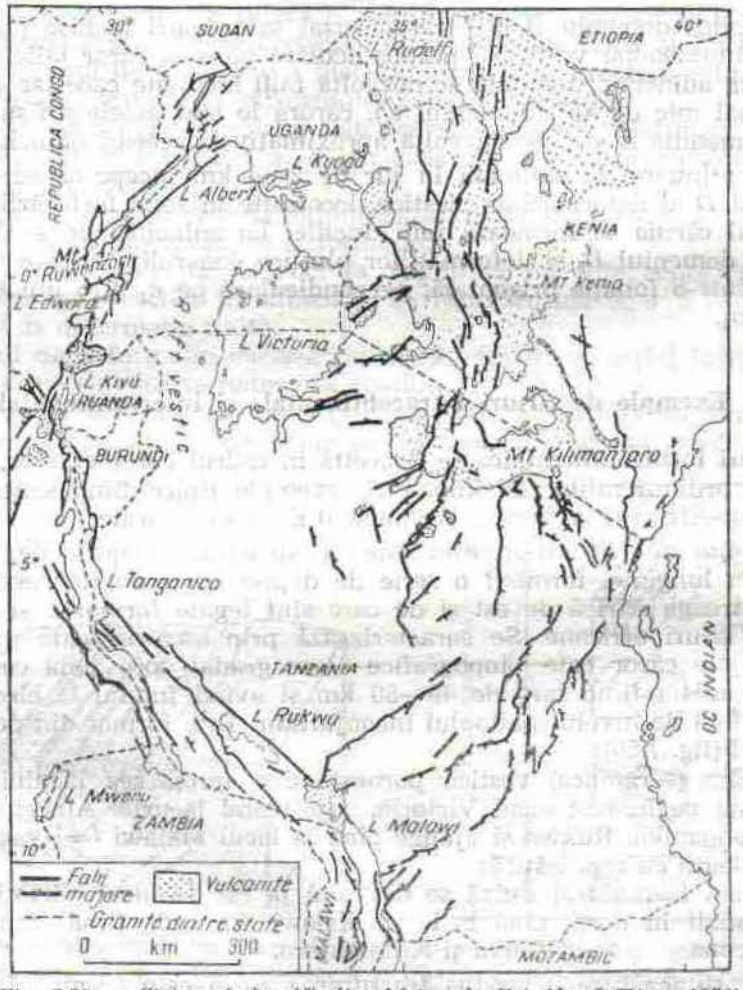


Fig. 7.50 — Sistemul de rift din Africa de Est (după King, 1970).

Fracturarea zonei de rift est-african s-a produs în Oligocen, prin reactivarea unor structuri vechi, mesozoice. Faliile au devenit active în timpul Miocenului și-și continuă activitatea și în prezent, fapt sugerat de manifestările cutremurelor cu epicentre în valea de rift.

Zona de rift corespunde unei anomalii gravimetrice Bouguer negativă, largă de 1 000 km, cu o amplitudine mare, pusă pe seama subțierii accentuate a scoarței (pînă la circa 10 km).

Sistemul de rift Baical are o lungime comparabilă cu cel din Africa de est și constă dintr-o succesiune de depresiuni liniare cu structuri de grabene și semigrabene, în general asimetrice, ale căror pante sînt mai abrupte spre vest și domoale spre est. Sistemul de rift nu formează o singură vale de-a lungul ridicării Baical, ci un sistem complicat de depresiuni, dintre care 12 sînt mai importante, avînd lungimi de 100—700 km și lățimi de 15—18 km. Majoritatea depresiunilor sînt umplute cu sedimente, formînd zone de uscat, dar pot fi și parțial ocupate de apă, așa cum este lacul Baikal cu o lungime de 670 km și peste 1 700 m adîncime. Grosimea sedimentelor în depresiuni este de pînă la 3 km, cu excepția depresiunii Baikal unde depășește 5 km (fig. 7.51).

Procesul de distensiune a fost discontinuu, atît în timp cît și în spațiu, în evoluția riftului Baikal fiind recunoscute două stadii de dezvoltare (Zorin, 1981):

— primul stadiu a început acum circa 30 milioane de ani (din Oligocen) și a durat pînă în Pliocenul mediu;

— al doilea stadiu a început cu 2—3 milioane de ani în urmă (în Pliocenul superior) și este activ și în prezent.

Formarea și evoluția riftului este legată de intruziunea astenosferei în litosferă (Zorin, 1981), ceea ce a avut ca rezultat formarea unor structuri de tip graben, pe zone de fracturi preexistente, a căror evoluție în timp și spațiu a fost extrem de complexă. De menționat activitatea vulcanică foarte slabă în comparație cu cea din sistemul de rifturi est-africane.

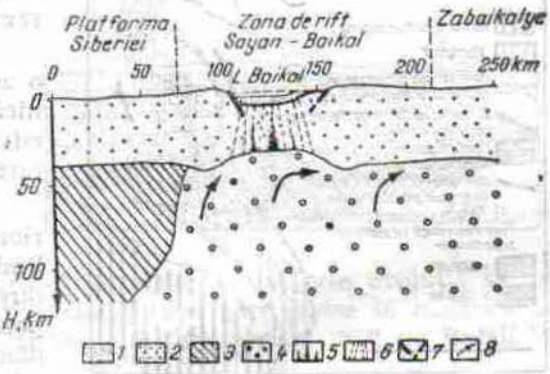


Fig. 7.51 — Secțiune schematică prin crusta și mantaua superioară în zona Baikal:
1 — sedimente; 2 — crusta granitică; 3 — litosferă; 4 — astenosferă; 5 — intruziuni în crustă de-a lungul faliilor adînci; 6 — zonă cu flux termic ridicat; 7 — falii; 8 — direcția de curgere a materialului astenosferic (după Zorin, 1981).

Sistemul de rift al Europei centrale este constituit dintr-o succesiune de structuri de tip graben, formînd o centură de circa 1 000 km, ce se dezvoltă de la curbura Alpilor pînă în Marea Nordului. Acest sistem cuprinde cîteva structuri majore: grabenul Rinului superior, riftul ascuns al platoului Rhenan, depresiunea Rinului inferior, grabenul central al

Mării Nordului, reprezentînd segmente de vîrstă și structură diferită (fig. 7.52).

• Grabenul Rinului superior are o lungime de 300 km și o lățime de 36 km, prezentîndu-se sub forma unei depresiuni cuprinsă între munții Vosgi și Pădurea Neagră, al cărui fundament varisc este cu 2—4 km mai coborît decît al zonelor din jur, iar umplutura de sedimente este de pînă la 5 km (fig. 7.53 *a*). Dezvoltarea grabenului a început în Oligocen (partea de sud) și Miocen (partea de nord), cînd s-au format faliile marginale cu săriturl inițiale de peste 1 000 m și care prin evoluție în timp au ajuns în Pleistocen la o săritură cumulată de aproape 5 000 m. Depozitele sedimentare oligocene au grosimi de 2 000 m, cele miocene 1 500 m, iar cele pliocene peste 500 m. Evoluția acestui rift extensional a condus la remodelarea sa, în prezent, într-o zonă de forfecare senestră, cu seismicitate activă.

Fig. 7.52 — Centura riftului Europei Centrale, cuprinsă între Alpi și Marea Nordului. Segmentele individuale de la S la N sînt: grabenul Rinului superior, zona platoului Rhenan, depresiunea Rinului inferior și fosele aseismice ale Mării Nordului (după Illies, 1981).

Structuri de același tip s-au format și mai spre sud, în fața munților Jura, în Masivul Central Francez, unde formează fose de asemenea de vîrstă oligocenă, așa cum sînt fosa Limagne și fosa Forez (fig. 7.53 *b*).

• Zona platoului Rhenan este o zonă cu activitate seismo-tectonică extensională, plasată peste un rift ascuns, mai vechi, care nu a fost activ în timpul Cenozoicului.

• Depresiunea Rinului inferior este o structură de tip graben limitată de falii gravitaționale, cu direcția nord-vest, umplută cu depozite terțiare ce acoperă un fundament varisc acoperit de roci permiene și mesozoice. Și aici, coborîrea pe falii majore gravitaționale a început în Oligocenul mediu, și s-a continuat ulterior, ceea ce a condus la subsidența continuă a blocurilor individuale pînă în

Pliocen și chiar în Pleistocenul inferior. Activitatea seismică este prezentă și astăzi și ea este legată de aceste falii majore.

Studiile geofizice arată o grosime a crustei de 25—30 km, ușor subțiată, structura generală este asimetrică, întregul sistem de rift fiind orientat aproape perpendicular pe curbura arcului cutat alpin.

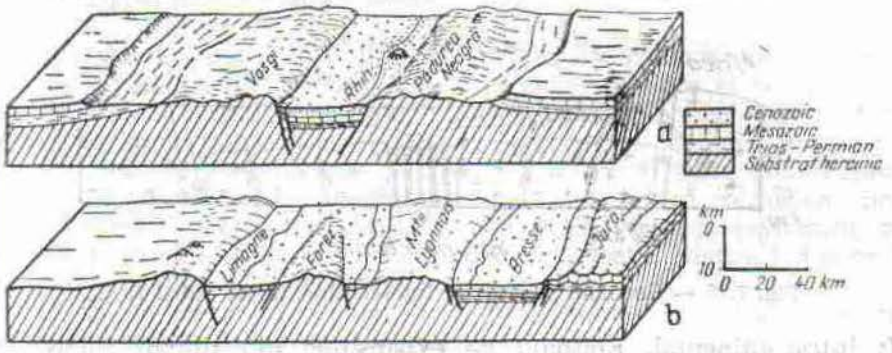


Fig. 7.53 — Secțiuni prin grabenul Rinului superior (*a*) și prin zona de fose a Masivului central francez (*b*).

Grabenul Rinului se prelungește spre nord în Marea Nordului, unde formează două structuri majore cunoscute sub numele de „grabenul Central" (în partea de sud) și „grabenul Viking" (în nord), de care sînt legate principalele zăcăminte de petrol. Grabenele acestea sînt structuri faliate, tensionale inițiate probabil în timpul deschiderii Atlanticului, dar fracturile lor nu au mai jucat după Cretacic, astfel încît se prezintă astăzi sub forma unor grabene îngropate (fig. 7.54).

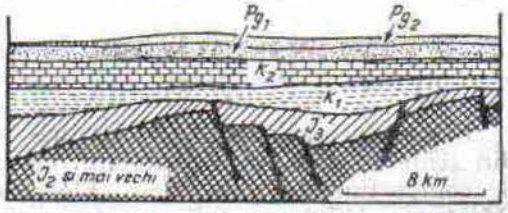


Fig. 7.54 — Secțiune prin grabenul Wiking în zona cîmpului petrolier Frigg (Marea Nordului).

Rifturi intercontinentale. Un rift intracontinental prin evoluția sa, se poate transforma într-un rift intercontinental care poate să conducă la spargerea completă a crustei continentale și apariția în zona axială a crustei oceanice.

Punerea în loc a crustei oceanice noi este, de obicei, un proces diachron în lungul riftului. Exemplul tipic de rift intercontinental îl constituie riftul Mării Roșii (fig. 7.55), care se prezintă, sub aspect morfologic, ca un bazin lung de 2 000 km și lat de 180—360 km și se îngustează pînă la 28 km în zona de legătură cu golful Aden. În interiorul fosei principale există o fosă axială, cu sărituri pe falii de peste 1 000 m

și lățimi de 3—30 km, cu fundament oceanic, formată la începutul Pliocenului. Formarea depresiunii Mării Roșii a început în timpul Eocenului superior și Oligocenului inferior, cînd s-au pus în loc bazalte olivinice la care s-a asociat o sedimentare abundentă de secvențe evaporitice-clastice, cu grosime de 2—5 km, ce a continuat și în Miocen. Această perioadă de evoluție eocen-miocenă corespunde probabil stadiului de

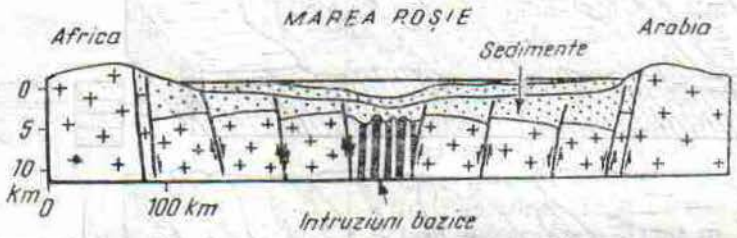


Fig. 7.55 — Secțiune prin riftul intercontinental al Mării Roșii.

rift intracontinental. Episodul de expansiune din timpul Pliocenului, continuat și în Cuaternar, a condus la formarea de crustă oceanică nouă, peste care a avut loc o sedimentare tipic marină, cînd s-au depus mîluri în masa cărora au fost puse în loc sulfuri metalifere, datorită unui intens proces de hidrotermalism ce s-a manifestat în tot acest timp.

Evoluția, în continuare, a unui rift intercontinental (deci și a riftului Mării Roșii), conduce la împărțirea lui în două jumătăți care devin margini continentale pasive de tip Atlantic între care se dezvoltă un ocean. Marginile continentale au, fiecare în parte, structuri de semigrabene pe care se recunosc subdiviziunile morfologice de șelf, pantă și piemont oceanic.

7.5. FALII DE ÎNCĂLECARE

Faliile de încălecare (=încălecări) sînt faliile la care compartimentul din acoperiș prezintă o deplasare relativă în sus pe înclinarea faliei față de compartimentul din culcuș. Ele se mai numesc *falii de compresiune* (Mattauer, 1973) sau *falii de contracție* (Norris, 1958). Terminologia legată de faliile de încălecare se poate completa funcție de compartimentul activ și unghiul de înclinare. Astfel se definesc: *subîmpingerea* atunci cînd compartimentul activ este culcușul și *supraîmpingere*, atunci cînd compartimentul activ este acoperișul (ambele noțiuni sînt utilizate pentru falii cu unghi mic de înclinare). Termenul de *împingere în sus* se aplică pentru încălecările cu unghi mare de înclinare în care acoperișul este activ.

Termenul *falie de contracție* (=contraction fault) este utilizat pentru o falie care scurtează un plan arbitrar ales, acesta putînd fi ales planul de stratificație (în cazul rocilor sedimentare) sau un plan de referință

oarecare (în cazul rocilor cristaline). Opusul faliei de contracție este *falia de extensie* (=extension fault) — falia care extinde un plan arbitrar.

7.5.1. Tipuri genetice de încălecări

Faliile de încălecare sînt datorate forțelor de compresiune ce acționează în nivelul structural superior al scoarței terestre și pot prezenta o multitudine de aspecte, în funcție de litologie, adîncime, temperatură, intensitatea stressului tectonic, viteza de deformare, fluidele de impregnație și altele. În general, spre suprafață faliile corespund unor rupturi transante și pe măsură ce crește adîncimea (deci starea rocilor se apropie de domeniul deformației plastice) se micșorează treptat săritura, rocile puse în contact de falie prezentînd o deformație continuă din ce în ce mai accentuată, astfel că falia se pierde treptat.

Dacă faliile afectează pachete de strate sedimentare, atunci ele trec în adîncime la cute-falii și apoi la cute.

Unghiul de înclinare a faliilor de încălecare poate fi extrem de variabil (între o falie orizontală și una verticală), el fiind, în general, mare (45—70°) spre suprafață și descrește treptat în adîncime, ajungînd uneori să formeze încălecări aproape orizontale.

Funcție de modul de formare a faliilor de încălecare se pot deosebi următoarele tipuri:

Încălecare brizantă (=cută faliată) este o falie ce taie transant o succesiune de roci, diagonal pe stratificație (fig. 7.56 *a*).

Încălecare de întindere (cută-falie) se formează prin exagerarea unei cute cu flanc invers supus la întindere și laminat, care apoi cedează după un plan de ruptură de-a lungul căruia se produce deplasarea compartimentelor (fig. 7.56 *b*).

Încălecarea brizantă și încălecarea de întindere sînt legate de procesele de cutare, reflectînd moduri de cedare prin rupere și deplasare pe aceste plane a rocilor supuse la flexionare.

Încălecare de forfecare este o falie independentă de procesul de cutare, rezultată din reacțiunea rocilor la acțiunea stressului compresional prin cedare pe plane de forfecare, de-a lungul cărora se produce alunecarea compartimentului din acoperiș în sus pe înclinare. Dacă falia se formează în succesiuni de strate orizontale se numește „încălecare de forfecare directă sau inițială" (fig. 7.56 *c*), iar dacă afectează strate cutate se numește „încălecare de forfecare ulterioară sau subsecventă (fig. 7.56 *d*).

Încălecare după stratificație este o falie al cărui plan de rupere coincide cu o suprafață de stratificație (fig. 7.56 *e*). Asemenea tipuri de încălecări iau naștere prin alunecarea unor stive de strate pe un plan de desprindere ce se formează într-un pachet de roci cu plasticitate ridicată. Dacă deplasarea se face pe distanțe mari, aceste încălecări se numesc *decolări* sau *desprinderi*, ele putîndu-se realiza atît în josul pantei

(decolare gravitațională), cît și în sus pe pantă (decolare antigravitațională). Termenul „decolare", introdus încă din 1916 de Buxtorf, este utilizat în prezent numai pentru încălecări din cadrul cuverturilor sedimentare; pentru desprinderi și alunecări în cadrul soclului cristalin s-a propus denumirea de *delaminație* (Bird, 1978).

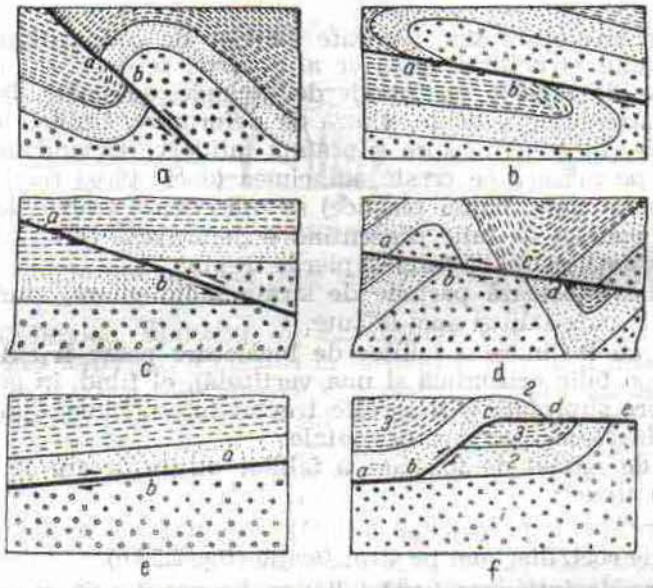


Fig. 7.56 — Falii de încălecare:
a — încălecare brizantă; *b* — încălecare de întindere; *c* — încălecare de forfecare inițială; *d* — încălecare de forfecare subsecventă; *e* — încălecare pe stratificație; *f* — încălecare complexă (după Billings, 1962).

Încălecare de eroziune este o încălecare a cărei parte frontală ajunge la suprafața pămîntului, iar compartimentul din acoperiș alunecă pe o suprafață de eroziune (fig. 7.56 *f*). Astfel de încălecări se formează cînd viteza de avansare a compartimentului din acoperiș este mai mare decît viteza de eroziune.

Încălecare complexă este definită falia ce cuprinde segmente cu diverse caractere, putînd fi inițial o încălecare pe stratificație, apoi de forfecare iar la partea superioară poate deveni încălecare de eroziune (fig. 7.56 *f*) sau alte combinații de încălecări.

Încălecare cutată este acea încălecare a cărei suprafață de alunecare a fost inițial plană și ulterior s-a ondulat prin procese de cutare posterioare formării faliei.

Încălecare listrică (=falie listrică inversă) reprezintă o falie curbă, concavă spre partea superioară, în care segmentul superior este o falie inversă de unghi ridicat, segmentul median este o falie de unghi mediu,

iar partea inferioară este o falie plană pe stratificație (fig. 7.57 *a*). Termenul „listric" se utilizează pentru a descrie falii care sînt concave în partea superioară și al căror plan de ruptură se aplatizează în adîncime, devenind paralel cu stratificația. Există și „falii listrice normale", tot falii curbe concave spre partea superioară, cu planul format din falii normale de unghi mediu și o falie plană pe stratificație (fig. 7.57 *b*).

Încălecare în trepte este o falie al cărei plan este format dintr-o succesiune de segmente paralele cu stratificația și segmente care taie stratificația, avînd o formă generală de scară. Segmentele de încălecare pe planul de stratificație se numesc *paliere* (engl. flats), iar segmentele care taie succesiunea de strate și unesc două paliere se numesc *rampe* (engl. ramps) (fig. 7.57 *c*).

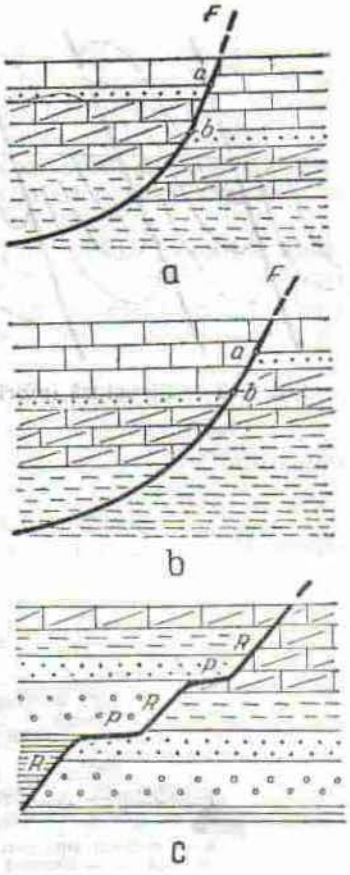


Fig. 7.57 — Falii listrice și în trepte:
a — încălecare listrică; *b* — falie listrică normală; *c* — încălecare în trepte.

7.5.2. Asociații de falii de încălecare

Faliile de încălecare pot fi asociate formînd sisteme sau familii de încălecări, în cadrul cărora faliile individuale sînt aproximativ de aceeași mărime.

Dacă fiecare încălecare într-un sistem repetă mărimea și forma încălecării vecine, astfel încît pachetele separate se suprapun ca țiglele, toate afundîndu-se în aceeași direcție, atunci rezultă un sistem imbricat. Se cunosc două tipuri de sisteme imbricate: structura imbricată și evantai imbricat.

Structura imbricată reprezintă o asociație de încălecări de întindere (cute-falii) care înclină în același sens, cu unghiuri de înclinare asemănătoare (fig. 7.58). O asemenea structură provine din asociații de cute izoclinale deversate care își pierd flancurile inverse, prin laminare, devenind falii de încălecare. Asemenea structuri au fost descrise încă din 1883 de Suess sub numele de structură tip „Schuppen"; *termenul „structure imbriquée"* a fost introdus de Margerie și Heim (1888), și preluat în literatura engleză ca „imbricate structure" (Dennis, 1967).

Evantai imbricat este o asociație de încălecări în cadrul căreia faliile individuale au tendințe de racordare într-un punct, astfel încît pachetele de strate delimitate de faliile individuale au forme triunghiulare. Planul principal de încălecare, pe care are loc avansarea maximă, poate

fi în fața sau în spatele evantaiului imbricat, deosebindu-se: evantaie imbricate cu linie conducătoare în față (fig. 7.59 *a*) și evantaie imbricate cu linie conducătoare în spate (fig. 7.59 *b*) (Boyer și Elliot, 1982).

Duplexuri sînt sisteme de încălecări în cadrul cărora faliile individuale se racordează asimptotic la partea superioară și inferioară la două

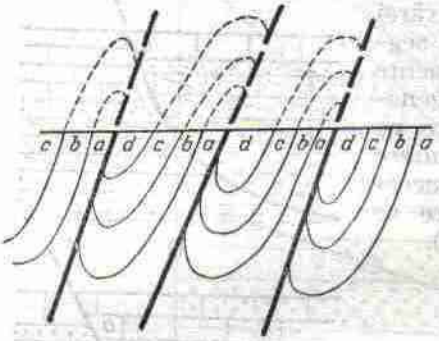


Fig. 7.58 — Structură imbricată.

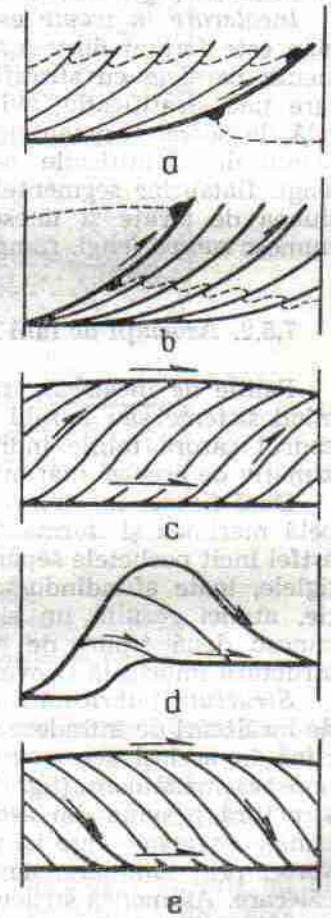


Fig. 7.59 — Asociații de falii de încălecare:

a — evantai imbricat cu linie conducătoare în față; *b* — evantai imbricat cu linie conducătoare în spate; *c* — duplex ce se afundă spre hinterland; *d* — duplex în formă de căpiță; *e* — duplex ce se afundă spre vorland.

plane principale de alunecare. Termenul „duplex" a fost introdus de Dahlstrom (1970) și a fost preluat în foarte multe lucrări, structuri de acest tip fiind recunoscute în multe lanțuri orogenice. Boyer și Elliot (1982) definesc trei tipuri de duplexuri:

— duplex ce se afundă spre hinterland (fig. 7.59 *c*);
— duplex cu formă de căpiță (fig. 7.59 *d*);
— duplex ce se afundă spre foreland (fig. 7.59 *e*).

Sisteme de încălecări listrice sînt asociații de falii listrice de încălecare care se racordează la partea inferioară la un plan (sau nivel) de decolare (dacă acesta se găsește în cuvertura sedimentară) sau de delaminație (dacă planul de detașare se formează în soclul cristalin).

7.5.3. Pînze tectonice

Pînza este o unitate tectonică alohtonă care s-a deplasat de pe fundamentul ei inițial pe o distanță de cîteva ori mai mare decît grosimea sa, dar depășind 5 km, de-a lungul unui plan de alunecare predominant suborizontal și adusă peste un fundament străin numit *autohton*. Deplasarea se poate face fie prin cutare culcată, rezultînd pînze de acoperire, fie de-a lungul unei suprafețe de ruptură, dînd naștere pînzelor de șariaj.

Pînze de acoperire. Pînzele de acoperire sînt unități tectonice alohtone care arată o inversiune stratigrafică pe scară mare, inițiate din cute culcate de mari dimensiuni, care-și păstrează ambele flancuri. Flancurile inverse ale acestor cute pot fi forfecate printr-o serie de falii de încălecare.

Conceptul de „pînză de acoperire" a fost introdus de Heim (1921) care a descris astfel de structuri în pînzele Penninice din Alpi.

Elementele unei pînze de acoperire, așa cum le-a descris Dumitrescu (1962), sînt următoarele (fig. 7.60):

— flancul normal (superior) și flancul invers (inferior);

— zona de rădăcină, adică zona în jurul căreia cuta inițială verticală a pivotat într-o parte;

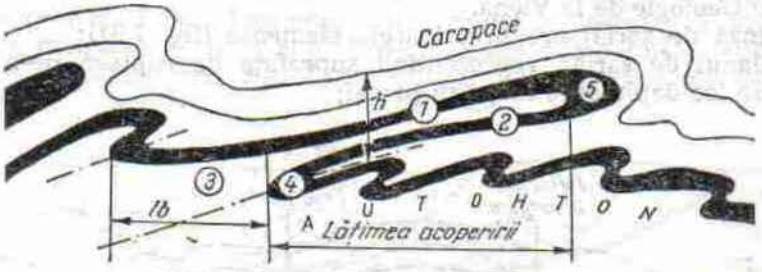


Fig. 7.60 — Pînză de acoperire:
1 — flanc normal; 2 — flanc invers; 3 — zona de rădăcină; 4 — șarniera radicală; 5 — șarniera frontală; *lb* — lățimea bazei; *h* — înălțimea pînzei (după Dumitrescu, 1962).

— șarniera radicală, adică zona de maximă curbură din spate, reprezentînd locul de racordare a flancului invers al cutei cu autohtonul;

— șarniera frontală, reprezentînd locul de racordare a flancului normal al pînzei cu flancul invers;

— lățimea de acoperire (=săgeata), adică distanța orizontală dintre șarniera frontală și cea radicală, măsurată ortogonal pe direcția pînzei;

— lățimea bazei, reprezentînd distanța pe orizontală între cele două șarniere sinclinale ale pînzei;

— înălțimea sau grosimea pînzei, egalat cu distanța între punctul cel mai înalt al pînzei și autohton.

Stilul structural al acestor pînze arată că ele s-au format într-un mediu predominant ductil, care complică relațiile stratigrafice dintre formațiuni și face dificilă corelarea între diverse pînze. Pînă în prezent nu au fost elaborate modele teoretice și mecanice care să explice satisfăcător formarea și evoluția pînzelor de acoperire. Talbot (1974) arată că forțele care au inițiat formarea pînzelor sînt generate de instabilitatea gravitațională cauzată de inversiunile de densitate. Procesul formării pînzelor de acoperire poate fi interpretat ca o manifestare a expansiunii laterale care rezultă din ridicarea ductilă a infrastructurii metamorfice a unui orogen prin ridicarea temperaturii. Geometria internă a pînzelor de acoperire este destul de complicată. Astfel de pînze au fost descrise în Alpii Occidentali și în Cordilierii Americii de Nord; cutele care formează pînzele au sîmbure de cristalin.

Pînze de șariaj. *Pînza de șariaj* este o unitate tectonică alcătuită din mase mari de roci deplasate de-a lungul unei suprafețe de ruptură, numită *plan de șariaj*, peste o altă unitate geologică, numită *autohton*. Termenul „pînză de șariaj" se utilizează pentru deplasări care depășesc 5—10 km; pentru deplasări pe distanțe mai mici se utilizează termenul de *încălecare* sau *skibă* (Tolwinsky, 1928, după polon. *skiba*=brazdă).

Șariajul este fenomenul de deplasare a unei unități geologice la distanță mare de locul ei de origine.

Șariajele provin din exagerarea încălecărilor.

Teoria șariajelor a fost elaborată de Bertrand (1887) pentru structuri din Alpi, dar oficial ea a fost acceptată în 1903 la Congresul Internațional de Geologie de la Viena.

O pînză de șariaj are următoarele elemente (fig. 7.61):

— planul de șariaj, reprezentînd suprafața de ruptură de-a lungul căreia are loc deplasarea corpului pînzei;

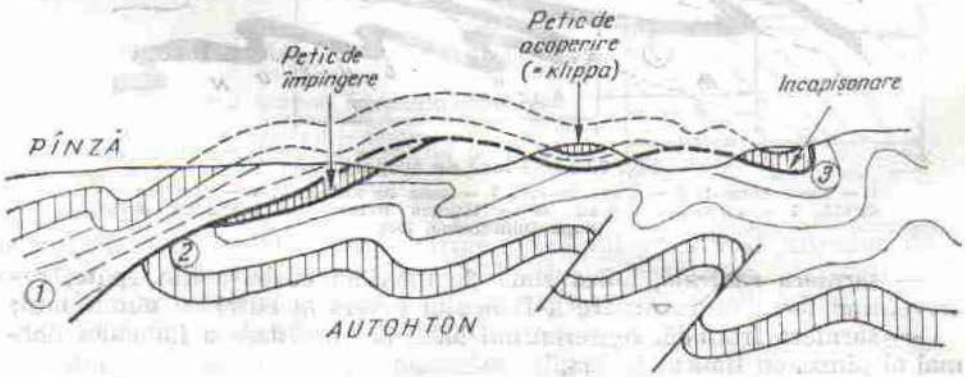


Fig. 7.61 — Pînză de șariaj:
1 — zona de rădăcină; 2 — șarniera radicală; 3 — șarniera frontală.

— rădăcina, reprezentînd zona de origine a pînzei (la multe pînze este greu de stabilit datorită desprinderii complete de substratul său);

— șarniera frontală (=partea frontală), reprezentînd locul geometric al punctelor extreme atinse de pînză;

— șarniera radicală, adică zona din autohton din spatele căreia provine pînza;

— lățimea de acoperire, care este distanța măsurată pe orizontală dintre șarniera frontală și șarniera radicală, perpendicular pe direcția pînzei.

Legat de șariaje se dezvoltă o serie de complicații tectonice în corpul pînzei, în autohton cunoscute sub numele de accidente secundare ale pînzelor.

Digitațiile (fig. 7.62) sînt încălecări secundare în cadrul masei de roci a pînzei, uneori cu dezvoltare pe mulți kilometri. În unele pînze se pot dezvolta 4—5 digitații.

Duplicaturile (fig. 7.62) sînt dedublări ale autohtonului cu caracter de încălecări.

Diverticulațiile sînt porțiuni din fruntea pînzei separate prin suprafețe de ruptură, porțiunile mai avansate fiind caracterizate prin dispariția formațiunilor din baza succesiunii stratigrafice (fig. 7.69). Ele se formează prin procese de alunecare gravitațională.

Petic (=Lambou) de împingere reprezintă porțiuni rupte din autohton sau din corpul pînzei și antrenate în fruntea pînzei de șariaj (fig. 7.61).

Lama de șariaj este un petic de împingere de dimensiuni mai mici.

Cute inverse (retrograde; à rebours) sînt cute cu vergență inversă în raport cu sensul general de deversare spre vorland a elementelor structurale (fig. 7.62). Asemenea cute rezultă ca urmare a vitezei de avansare mai mici a părții superioare a pînzei sau datorită tendinței de revenire a cutelor prin încetarea acțiunii forțelor care produc deplasarea pînzei.

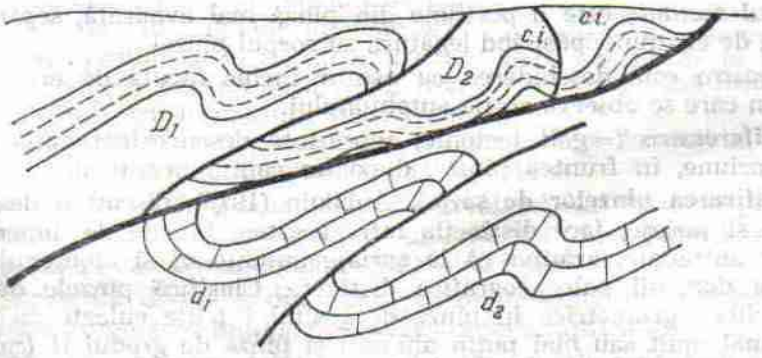


Fig. 7.62 — Digitații (D_1, D_2) și duplicaturi (d_1, d_2) ale structurilor în pînze de șariaj; c.i. — cute inverse (=retrograde).

Cute contrare (en retour) se dezvoltă în autohton, mulînd afundarea frontului pînzei care prezintă vergență inversă, fenomen denumit încapișonare (fig. 7.61).

Cînd înclinarea planului de șariaj în apropierea suprafeței terenului este mică, fenomenele de eroziune ce acționează asupra pînzei dau naștere la următoarele aspecte specifice ale limitei cartografice pînză — autohton (fig. 7.63).

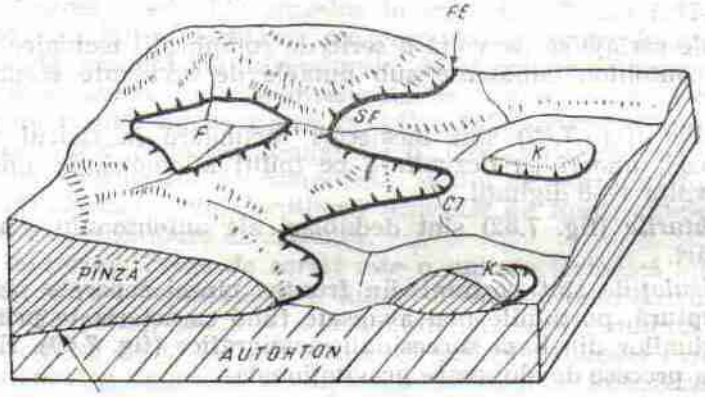


Fig. 7.63 — Elemente cartografice ale pînzei de șariaj:
FE — front de eroziune; *F* — fereastră; *SF* — semifereastră; *CT* — cap tectonic; *K* — klippă.

Frontul de eroziune (=frontul de șariaj) reprezintă intersecția planului de șariaj cu suprafața topografică; este cu atît mai festonat cu cît înclinarea planului de șariaj este mai mică.

Peticul de acoperire (=lambou de șariaj sau klippă) este o parte din pînză, cu contur închis, izolată complet de corpul principal, prin eroziune.

Capul tectonic este o porțiune din pînză mai avansată, separată incomplet de eroziune, păstrînd legătura cu corpul pînzei.

Fereastra este deschiderea cu contur închis făcută de eroziune în pînză, în care se observă rocile autohtonului.

Semifereastra (=golf tectonic) reprezintă descoperirea autohtonului, prin eroziune, în fruntea pînzei, după un contur semiînchis.

Clasificarea pînzelor de șariaj. Aubouin (1973), discutînd despre încălecări și șariaje, face distincția între acestea, funcție de dimensiunile maselor antrenate, arătînd că la șariaje autohtonul și alohtonul corespund la domenii paleogeografice distincte. Clasifică pînzele de șariaj după criterii geometrice în pînze de gradul I (cute culcate cu flancul invers mai mult sau mai puțin alungit) și pînze de gradul II (care provin dintr-o ruptură, după o suprafață suborizontală), precum și funcție de constituția acestora, în „pînze de soclu" și „pînze de cuvertură".

Dumitrescu (1962) împarte pînzele de șariaj după modul lor de formare în patru tipuri și anume:

Pînze de șariaj de gradul I (=de supracutare) provin din exagerarea unei cute deversate, care, datorită forțelor tangențiale, evoluează într-o cută-falie, prin întinderea flancului invers și apoi prin mărirea deplasării pe planul de ruptură se transformă într-o pînză. Procesul a fost imaginat de Heim (1919), care a arătat legătura între cutare și șariaj (fig. 7.64). Aceste pînze presupun existența unor strate alcătuite prin roci plastice pe care se produce alunecarea, pe planul de șariaj fiind puse în contact, întotdeauna, formațiuni mai vechi (ale pînzei) cu formațiuni mai noi ale autohtonului.

Pînze de șariaj de gradul II (=de forfecare) rezultă prin exagerarea unei falii inverse cu înclinare mică, formată prin forfecare. De obicei faliile de forfecare sînt profunde, deplasarea de-a lungul lor fiind mare. Pînzele de șariaj de forfecare sînt independente de cutare și sînt de două tipuri: de forfecare inițială și de forfecare subsecventă.

Pînzele de forfecare inițială se formează în zone în care cuvertura sedimentară este necutată (strate orizontale) și provin din exagerarea unei încălecări de forfecare inițială de unghi mic. În cadrul acestor pînze formațiunile mai vechi stau întotdeauna peste formațiunile mai noi.

Pînzele de forfecare subsecventă se formează în zone în care cuvertura sedimentară este cutată. Falia de forfecare poate fi de unghi ridicat în stadiul inițial, apoi planul de șariaj devine aproape orizontal. Este posibil ca la aceste tipuri de pînze să vină în contact formațiuni mai noi ale pînzei cu formațiuni mai vechi ale autohtonului. În cele mai multe cazuri și aici formațiunile pînzei sînt mai vechi la contactul cu cele ale autohtonului.

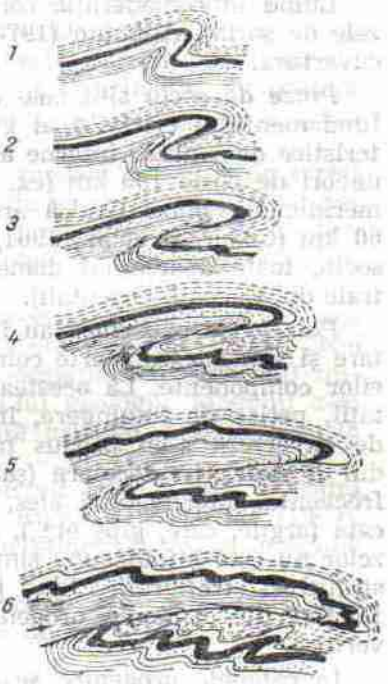


Fig. 7.64 — Formarea pînzelor de supracutare. Secțiunile *1—6* arată evoluția de la o cută la un șariaj (după Heim, 1919).

Pînze de șariaj de gradul III (=de decolare) sînt formate prin decolarea unor pachete de strate de pe un substrat, de-a lungul unui plan de desprindere sau de delaminație. Sînt două tipuri:

— pînze de decolare datorită forțelor tangențiale centripete, care provin din exagerarea faliilor de încălecare pe stratificație;

— pînze de decolare datorită forțelor tangențiale centrifuge sau pînze de curgere, formate prin decolarea cuverturii sedimentare de pe fundamentul său, prin acțiunea forțelor de gravitație. Ele se mai numesc

„pînze de decolare gravitațională" sau „pînze de curgere liberă", deplasarea maselor de roci fiind dată de acțiunea componentei tangențiale a gravitației.

Pînze de șariaj complexe sînt acele pînze care în evoluția lor combină două sau mai multe din mecanismele tipurilor anterioare. Astfel este posibil ca în prima fază să se producă o forfecare din care să ia naștere o pînză de forfecare și apoi, datorită condițiilor locale, deplasarea pe planul de șariaj să se facă prin decolare gravitațională.

Luînd în considerație constituția maselor de roci ce alcătuiesc pînzele de șariaj, Aubouin (1973) le împarte în pînze de soclu și pînze de cuvertură.

Pînze de soclu sînt cele care încorporează în masa lor și o parte a fundamentului cristalin al geosinclinalului. Astfel de pînze sînt caracteristice domeniilor interne ale lanțurilor cutate, avînd amplitudini mari, uneori de peste 100 km (ex. pînzele austro-alpine din Alpi). În Carpații meridionali, pînza Getică are o lățime minimă de acoperire de peste 60 km (Codarcea et al., 1961). În Carpați se cunosc mai multe pînze de soclu, toate aparținînd domeniului intern, Dacidelor (ex., pînzele centrale din Carpații Orientali).

Pînzele de cuvertură au în alcătuirea lor numai formațiuni sedimentare și sînt adesea foarte complicate din cauza plasticității ridicate a rocilor componente. La acestea apar frecvente complicații tectonice; digitații, petice de împingere, încapișonări etc. În domeniul alpin, pînzele de cuvertură s-au produs mai ales prin supracutare (șariaje de gradul I) sau prin decolare (șariaje de gradul III). Decolările sînt foarte frecvente datorită, mai ales, existenței unor strate cu plasticitate ridicată (argile, sare, gips etc.), care permit alunecarea. Recunoașterea pînzelor nu este întotdeauna simplă din cauza translației cuverturii pe substratul ei stratigrafic, fiind greu de apreciat deplasarea. Toate pînzele flișului din catenele orogenice alpine au caractere de pînze de cuvertură.

În catenele orogenice se observă că pînzele de soclu predomină în zonele interne și sînt mai vechi, iar pînzele de cuvertură se dezvoltă în zonele externe și sînt mai noi ca vîrstă.

7.5.4. Considerații asupra mecanismelor de formare a șariajelor și încălecărilor

Teoria mecanică a șariajelor. Trăsătura esențială a încălecărilor și șariajelor o reprezintă existența faliilor sau a suprafețelor de decolare cu înclinare mică, aproape orizontale, pe care au avut loc deplasări orizontale apreciabile ale unor mase de roci cu grosimi mici în comparație cu extinderea lor orizontală.

Discuțiile asupra mecanismelor încălecărilor și pînzelor de șariaj se raportează la trei categorii de probleme:

— natura forțelor care produc mișcarea masei încălecate;

— natura forțelor care se opun mișcării pe planul faliei de încălecare;

— rigiditatea masei încălecate.

Fracturarea și curgerea în interiorul masei care încalecă trebuie să permită expansiunea sa sub acțiunea forțelor gravitaționale de volum și de suprafață, caz în care mișcarea se poate face și în sus pe înclinarea faliei.

În toate studiile teoretice, volumele de roci care formează pînzele sînt considerate a fi omogene și izotrope și cu comportări elastico-casante, vîscos-newtoniene sau perfect elastice. De fapt, masa de roci, mai ales în nivelele superioare ale crustei, este anizotropă și adesea eterogenă mecanic, astfel încît similitudinea cu tipurile de comportare ideală este destul de relativă, dar este singura posibilitate de a gîndi cantitativ un proces mecanic extrem de complex.

Încercările efectuate pînă în prezent de a modela procesul de șariaj au făcut apel la o serie de simplificări, reușindu-se studii cantitative detaliate care permit înțelegerea, în ansamblu, a mecanismului de încălecare și șariaj (Hubbert și Rubey, 1959; Raleigh și Griggs, 1963, Hsü, 1969).

În orice încercare de modelare a unui proces geologic complex, așa cum este și cel de șariaj, amintim ceea ce spunea Lemoine (1973): „Noi trebuie să ne reamintim că instrumentul matematic este aplicabil numai la un model, nu corpului sau fenomenului geologic. Modelul ales trebuie să fie așa de simplu încît să permită calcularea sa și această simplificare este fascinantă".

Un model complex este prezentat de Murrell (1981), care, pornind de la studiile cantitative ale lui Hubbert și Rubey (1959), Hsü (1969), Elliott (1976) și Chapple (1978), abordează din punct de vedere mecanic cîteva aspecte ale mecanismelor de șariaj și anume: stabilitatea unui bloc încălecat; mișcarea prin alunecare gravitațională sau propulsată din spate a blocului încălecat; deformația suferită de masa încălecată.

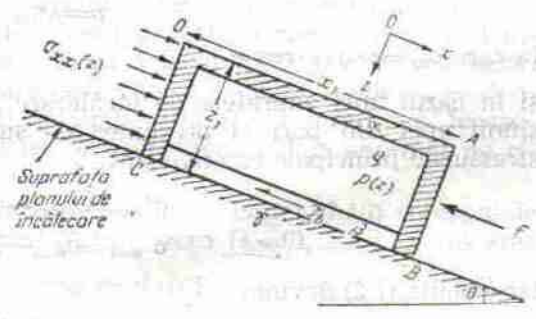


Fig. 7.65 — Secțiune printr-un bloc încălecat cu formă rectangulară care se mișcă pe o falie înclinată de unghi θ. Notațiile sînt explicate în text (după Murrell, 1981).

1. *Stabilitatea unui bloc încălecat.* Se consideră un bloc încălecat de formă rectangulară și grosime unitară cu secțiunea transversală *OABC*, care stă pe o suprafață a unei falii de încălecare înclinată și se deformează în condițiile straniului plan (fig. 7.65). Coordonatele x și z sînt luate paralel și perpendicular la suprafața de încălecare și măsurate

din O. Blocul încălecat are o densitate uniformă ρ și presiunea din pori $p(z)$, care este funcție numai de z. El are un strat exterior α care este relativ impermeabil la fluidele din pori. Suprafața faliei de încălecare γ este relativ impermeabilă la fluidele din pori. Stressurile aplicate blocului încălecat sînt:

— un stress de forfecare uniformă τ_b de-a lungul bazei BC egal cu rezistența la forfecare a stratului bazal β;

— stressuri normale σ_{xx}, uniform distribuite de-a lungul suprafeței OC, care sînt egale sau mai mici decît rezistența la forfecare a blocului încălecat la orice adîncime dată z;

— un stress normal mediu f, ce acționează pe suprafața AB, cauzat de avansarea blocului încălecat (efectul *toe*). În cazul unui bloc subaerian, stressurile normale și de forfecare pe suprafața OA sînt zero.

Rezistența la forfecare a rocii depinde de presiunea limită efectivă și pentru simplificare presupunem că ea urmează criteriul lui Navier-Coulomb cu o înfășurătoare Mohr lineară:

$$\tau' = \tau_c + \mu_c \sigma' \tag{7.1}$$

în care τ', σ' reprezintă stressuri de forfecare și normale efective; τ_c — coeziunea; μ_c — coeficientul de frecare internă.

În termenii stressurilor principale efective, ecuația (7.1) poate fi

$$\sigma'_{max} = a + b\sigma'_{min}, \tag{7.2}$$

unde σ'_{max} este stressul principal efectiv maxim, iar σ'_{min} — stressul principal efectiv minim;

$$\left.\begin{aligned} a &= 2\tau_c\sqrt{b} \\ b &= [\mu_c + \sqrt{1+\mu_c^2}]/[\sqrt{1+\mu_c^2} - \mu_c] \end{aligned}\right\} \tag{7.3}$$

Presiunea din pori la adîncimea z este dată de expresia

$$p = \lambda\sigma_{zz} \tag{7.4}$$

în care $\sigma_{zz} = \rho \cdot g \cdot z \cdot \cos\theta$ (7.5)

și în cazul unei suprafețe de încălecare orizontală, λ este raportul presiunii apei din pori la presiunea de supraîncărcare litostatică. Atunci stressurile principale efective sînt:

$$\left.\begin{aligned} \sigma'_{max} &= \sigma_{max} - \lambda\sigma_{zz} \\ \sigma'_{min} &= \sigma_{min} - \lambda\sigma_{zz} \end{aligned}\right\} \tag{7.6}$$

iar ecuația (7.2) devine:

$$\sigma_{max} - \lambda\sigma_{zz} = a + b(\sigma_{min} - \lambda\sigma_{zz}) \tag{7.7}$$

Vom presupune că rezistența la forfecare a stratului bazal β, în conformitate cu relația Navier-Coulomb este

$$\tau_b = \tau_{b0} + \mu_b \cdot \rho \cdot g \cdot z_1(1 - \lambda_b)\cos\theta \tag{7.8}$$

unde τ_{b0} este coeziunea; μ_b — coeficientul de frecare internă; λ_b — valoarea raportului dintre presiunea din pori în stratul bazal (la adîncimea z_1) și presiunea litostatică la același nivel.

La limita de echilibru, cînd blocul încălecat este aproape de a se mișca pe suprafața de falie, forțele pe direcția X trebuie să fie echilibrate. Suma forțelor de suprafață și componenta forței de gravitație care acționează asupra blocului pe direcția X este zero. Astfel pentru grosimea unitară a blocului, perpendiculară la $OABC$ avem

$$\int_0^{x_1} \sigma_{xx} \cdot dz - \int_0^{x_1} \tau_{zx} \cdot dx - \int_0^{x_1} f \cdot dz + \rho \cdot g \cdot A \cdot \sin \theta = 0 \qquad (7.9)$$

unde σ_{xx} este stressul normal pe OC la adîncimea z; τ_{zx} — stressul de forfecare pe CB (independent de x); f — forța de tracțiune normală, medie pe AB; A — aria secțiunii transversale a blocului.

2. *Propulsarea blocului încălecat din spate.* Integrînd ecuația (7.9) pentru cazul general, vom găsi:

$$x_1[\tau_{b0} + \mu_b(1-\lambda_b) \cdot \rho \cdot g \cdot z_1 \cos \theta - \rho \cdot g \cdot z_1 \sin \theta] + f_{z1} =$$

$$= \int_0^{z_1} \sigma_{xx} \cdot dz \leqslant \{a \cdot z_1 + \rho \cdot g \cdot \cos \theta [b \cdot z_1^2/2 + (1-b) \cdot \int_0^{z_1} \lambda \cdot z \cdot dz]\} \qquad (7.10)$$

Acest caz se aplică astfel:

$$\int_0^{z_1} \sigma_{xx} \cdot dz \leqslant \int_0^{z_1} \rho \cdot g \cdot z_1 \cdot \cos \theta \, dz = (\rho \cdot g \cdot z_1^2 \cos \theta)/2 \qquad (7.11)$$

unde partea dreaptă a ecuației corespunde la o situație de stress hidrostatic ($\sigma_{xx} = \sigma_{zz}$).

În ecuația (7.10) factorul λ al presiunii din pori (unde $0 \leqslant \lambda \leqslant 1$) poate varia arbitrar cu adîncimea z, depinzînd de natura rocilor în blocul încălecat. Aproape de suprafața superioară a blocului, λ poate avea valori mici date de o permeabilitate mare (astfel încît $\lambda \approx \rho_w/\rho_r$ (unde ρ_w — densitatea apei și ρ_r densitatea rocii), în timp ce la nivele inferioare, în special în apropierea suprafeței bazale, λ poate avea valori anormal de ridicate, apropiate de 1.

Valoarea maximă a termenului din dreapta ecuației (7.10) corespunde cazului rocilor uscate cu presiunea în pori zero ($\lambda = 0$), cînd ia valoarea

$$a \cdot z_1 + \rho \cdot g \cdot \cos \theta \cdot z_1^2 \cdot b/2 \qquad (7.12)$$

iar valori minime, corespunzînd la $\lambda = 1$, cînd ia valoarea

$$a z_1 + \rho \cdot g \cdot \cos \theta \cdot z_1^2/2 \qquad (7.13)$$

Ecuația (7.10) definește o lungime maximă pentru blocul încălecat, care depinde de rezistența la forfecare a stratului bazal, panta faliei de

încălecare, efectul de *toe* și rezistența la forfecare și grosimea blocului încălecat.

3. *Reducerea rezistenței la forfecare a stratului bazal.* S-a observat că stratele din baza blocurilor încălecate au rezistența la forfecare redusă, dar cauzele acestei slăbiri și motivul pentru care reducerea rezistenței se concentrează într-un strat subțire nu sînt încă în întregime clarificate. Hubbert și Rubey (1959) au arătat importanța mare a presiunii anormal de ridicate a fluidelor din pori, aceasta producînd reducerea rezistenței la forfecare.

Pentru evidențierea importanței acestui factor vom considera inițial cazul unui bloc încălecat care stă pe o falie orizontală ($\theta=0$) și fără nici un efect de *toe* ($f=0$). Blocul încălecat va avea lungimea sa stabilă cea mai scurtă cînd stratul bazal are cea mai mare rezistență la forfecare, iar blocul încălecat are cea mai mică rezistență la forfecare. Lungimea maximă a blocului încălecat va fi

$$x_1=z_1[a+\rho g z_{1/2}]\,[\tau_b+\mu_b\rho\cdot g\cdot z_1] \tag{7.14}$$

De exemplu, dacă se iau valorile $a=70$ MPa, $\tau_b=20$ MPa, $\mu_b=0{,}577$, $\rho=2{,}31$ g/cm^3 pentru blocul încălecat (după Hubbert și Rubey, 1959), vom găsi că pentru o grosime de 2,5 km a blocului încălecat, lungimea stabilă maximă este 4,7 km, iar pentru un bloc cu grosimea de 15 km, lungimea este de 18,4 km. Blocurile mai lungi se vor deforma prin fracturare și cataclazare.

Blocul încălecat va avea lungimea stabilă cea mai mare cînd stratul bazal are cea mai redusă valoare a rezistenței la forfecre (cu factorul de presiune din pori λ_b care ia valoarea sa maximă egală cu unitatea) și blocul încălecat are rezistența la forfecare cea mai mare (cu factorul presiunii din pori λ avînd valoarea sa minimă — zero). Lungimea maximă a blocului încălecat va fi

$$x_1=z_1[a+\rho\cdot g\cdot z_1\cdot b/2]/\tau_b \tag{7.15}$$

Utilizînd valorile date de Hubbert și Rubey (1959) pentru constantele materialului (și $b=3$), vom găsi că pentru o grosime de 2,5 km a blocului încălecat, lungimea stabilă maximă este de 19,4 km, iar pentru 15 km grosime, lungimea va fi de 435 km.

Cu un strat bazal slab, lungimea stabilă a blocului încălecat va fi determinată de rezistența blocului, avînd o valoare minimă dată de expresia

$$x_1=z_1[a+\rho\cdot g\cdot z_{1/2}]/\tau_b, \tag{7.16}$$

cînd factorul presiunii din pori λ are valoarea unitară în întregul bloc. La 2,5 km grosime a blocului încălecat, lungimea maximă stabilă va fi de 12,3 km, iar la 15 km grosime, lungimea va fi de 180 km.

Cît de mari sînt blocurile care încalecă? Dacă presupunem că blocurile sînt împinse din spate, atunci se poate estima lungimea minimă a blocului supraîncălecat din deplasarea pe planul de încălecare. Hubbert și Rubey (1959) au dat exemple de astfel de lungimi: pentru Scandinavia, pînă la 130 km, pentru încălecarea Taconică din America de Nord,

pînă la 80 km; Schnid (1975) estimează că faza principală a mișcării de încălecarea Glarus a fost de peste 35 km; Elliott (1976) arată că pînza Semail din Oman a fost deplasată pe mai mult de 120 km. Astfel de supraîncălecări reclamă un strat bazal cu rezistență la forfecare redusă. Din ecuația (7.16) se vede că un bloc încălecat de o lungime dată trebuie să aibă o grosime minimă pentru ca el să rămînă intact în timpul mișcării. Dacă un bloc încălecat lung de 35 km, avînd o rezistență la forfecare redusă, alunecă pe un strat bazal cu rezistență la forfecare tot redusă, atunci grosimea sa minimă dedusă din ecuația (7.16) va fi de 5,4 km, iar la o lungime de 130 km, grosimea poate ajunge la 12,4 km.

Cît de redusă poate fi rezistența la forfecare a stratului bazal? Acesta este un subiect pe care Hsü (1969) l-a discutat în detaliu. Hubbert și Rubey (1959) au postulat că pentru o coeziune τ_b apropiată de zero a stratului bazal și un factor al presiunii din pori λ_b ridicat (în jur de 1), rezistența la forfecare a stratului bazal se poate apropia de zero. În aceste circumstanțe blocul încălecat se poate deplasa numai cu o mică împingere din spate sau se poate deplasa prin gravitație în jos pe înclinarea unei falii cu unghi foarte mic.

Hsü (1969) a arătat că odată alunecarea prin gravitație pornită, pe un strat bazal cu rezistență aproape zero, ea poate deveni catastrofică și nu se vor forma șariaje ci alunecări de teren. Hsü este de părere că stratul bazal trebuie să aibă o rezistență la forfecare finită, dar scăzută și că mișcarea blocului încălecat cuprinde o deformare lentă (de tip *creep*) a acestui strat.

4. *Deplasarea în sus pe înclinare a blocului încălecat.* În acest caz unghiul θ ia valori negative și semnul termenului sin θ în ecuația (7.10) trebuie schimbat. Ca un exemplu considerăm cazul unui strat bazal moale (cu rezistență la forfecare mică, $\lambda_b=1$) și un bloc încălecat și el cu rezistență la forfecare redusă ($\lambda=1$), atunci din ecuațiile (7.10) și (7.13) (luînd $f=0$), găsim:

$$x_1=z_1[a+\rho\cdot g\cdot\cos\theta\cdot z_{1/2}]/[\tau_b+\rho\cdot g\cdot z_1\cdot\sin\theta] \qquad (7.17)$$

Din ecuație se observă că efectul pantei ca și termenul τ_b sînt foarte importanți. Luînd o densitate $\rho=2{,}31$ g/cm^3, se poate constata că la o grosime de 2,5 km a blocului încălecat se obține o lungime de 11 km ($\theta=3°$ și $\tau_b=20$ MPa) sau 8 km ($\theta=10°$ și $\tau_b=20$ MPa), iar dacă $\tau_b=0$, lungimea ajunge la 88 km (pentru $\theta=3°$) sau 26 km (pentru $\theta=10°$). Pentru o grosime de 15 km, lungimile pot varia de la 46 km (pentru $\theta=10°$ și $\tau_b=20$ MPa), pînă la 212 km (pentru $\theta=3°$ și $\tau_b=0$). În aceste condiții, se pare că sînt posibile și falii fără coeziune, cu pante rezonabile, astfel încît blocul încălecat nu se mișcă catastrofic așa cum sugerează Hsü (1969).

5. *Diferențele de stress asociate cu mișcarea blocului încălecat.* Diferențele de stress sînt limitate de rezistența blocului încălecat și luînd în considerație ecuația (7.7), găsim:

$$\sigma_{max}-\sigma_{min}=\lambda(1-b)\sigma_{zz}+a-(1-b)\sigma_{min} \qquad (7.18)$$

În cazul de față, $\sigma_{max}=\sigma_{xx}$ și $\sigma_{min}=\sigma_{zz}$.

Vom considera cazul unui bloc aflat pe o suprafață de încălecare orizontală, astfel că $\sigma_{zz}=\rho \cdot g \cdot z$. În acest caz

$$\sigma_{xx}-\sigma_{zz}=(1-\lambda)(b-1)\cdot\rho\cdot gz+a \qquad (7.19)$$

Diferența de stress maxim care se dezvoltă la baza blocului încălecat ($z=z_1$) are o valoare de 70 MPa, dacă $\lambda=1$.

Dacă $\lambda=0$ (nu există presiune în pori) atunci

$$\sigma_{xx}-\sigma_{zz}=70+45\cdot z_1, \qquad (7.20)$$

unde stressurile sînt în MPa și z_1 în km.

La adîncimi mai mari de 2 km, diferențele de stress care ar exista în roci uscate, după modelul lui Hubbert și Rubey (1959) pentru mecanismele unui bloc încălecat adoptat în acest caz, ar depăși pe cele posibile a exista în crustă, peste 150 MPa. Aceasta evidențiază importanța presiunilor din porii rocilor și de asemenea arată semnificația proceselor de deformare lentă (*creep*) și curgere la adîncimi mari în crustă.

6. *Mișcarea blocului încălecat prin alunecare gravitațională.* Pentru această situație, primul termen al ecuației (7.9) este neesențial și deci vom presupune că este zero. Limita de echilibru este atinsă cînd partea stîngă a ecuației (7.10) este zero, și atunci

$$\rho\cdot g\cdot z_1\cdot\sin\theta=\tau_b+\mu_b(1-\lambda_b)\cdot\rho\cdot g\cdot z_1\cdot\cos\theta+f\cdot z_1/x_1 \qquad (7.21)$$

Am discutat anterior cazul rezistenței zero a stratului bazal ($\lambda_b=1$, $\tau_b=0$), cînd alunecarea devine catastrofică, acționînd numai componenta de alunecare a blocului, f (efectul de *toe*). Dacă acceptăm premisa că rezistența la forfecare a stratului bazal să aibă o valoare finită, presupunînd totodată că $f=0$, iar presiunea din pori ridicată ($\lambda_b\sim1$), sau că stratul bazal curge cu o rezistență la forfecare τ_b independentă de presiunea litostatică, atunci ecuația (7.21) devine

$$\sin\theta=\tau_b/\rho\cdot g\cdot z_1 \qquad (7.22)$$

Se poate calcula din această ecuație panta faliei necesară pentru a se produce alunecarea gravitațională a unui bloc, la diferite grosimi și cu diverse rezistențe la forfecare bazală. Astfel pentru o grosime a blocului de 2,5 km și o rezistență la forfecare $\tau_b=20$ MPa, panta este de 21°, în timp ce pentru un $\tau_b=3$ MPa panta este de numai 3°. În cazul în care grosimea blocului este de 15 km, atunci la aceleași valori ale rezistenței la forfecare discutate anterior, pantele vor fi de 3,4° și respectiv 0,5°.

Din aceste date se verifică afirmația lui Hsü (1969) că blocurile încălecate cu grosime mică și lungime mare (ex. decolarea Jura) reclamă rezistențe la forfecare bazale foarte scăzute (în jur de 3 MPa), dacă ele se mișcă prin alunecare gravitațională, dar că blocuri mai groase ar putea aluneca pe pante foarte mici (de circa 3°) cu rezistențe ale stratului bazal în jur de 20 MPa.

În acest caz, dacă vom lua $\sigma_{xx}=0$ vom găsi din ecuația (7.7) că valoarea maximă a lui σ_{zz}, deasupra căreia blocul încălecat se deformează prin fracturare și curgere este

$$\sigma_{zz}=a/[1+\lambda(b-1)]=\rho\cdot g\cdot z\cdot\cos\theta$$

Această ecuație dă grosimea maximă a blocului care alunecă și care va rămîne intact. Pentru roci uscate ($\lambda=0$) grosimea este de 3,1 km, iar pentru roci foarte moi ($\lambda=1$) va fi de 1,03 km.

7. *Bloc în formă de pană.* Echilibrul unui bloc în formă de pană (fig. 7.66) este determinat prin modificarea ecuației (7.10) astfel:

$$x_1\left[\tau_b+\frac{1}{2}\mu_b(1-\lambda_b)\cdot\rho\cdot g\cdot z_1\cdot\cos\theta-\frac{1}{2}\rho\cdot g\cdot z_1\cdot\sin\theta\right]=$$

$$=\int_0^{z_1}\sigma_{xx}\cdot dz\leqslant\left\{a\cdot z_1+\rho\cdot g\cdot\cos\theta\left[\frac{1}{2}b\cdot z_1^2+(1-b)\int_0^{z_1}\lambda\cdot z\cdot dz\right]\right\} \qquad (7.24)$$

Partea dreaptă a ecuației este aceeași ca în (7.10), dar termenul din paranteză din stînga este mai redus. Astfel lungimea stabilă a blocului încălecat în formă de pană este mai mare decît cea a unui bloc rectangular.

Valoarea principală a acestui model în pană este că se apropie mai mult de realitate pentru un bloc împins din spate în sus pe o suprafață de încălecare (model asemănător cu cele ale lui Elliott, 1976 și Chapple, 1978). Dacă presupunem o valoare constantă a lui λ în bloc și o rezistență la forfecare mică în bază ($\lambda_b=1$), atunci valoarea maximă x_1 va fi dată de ecuația

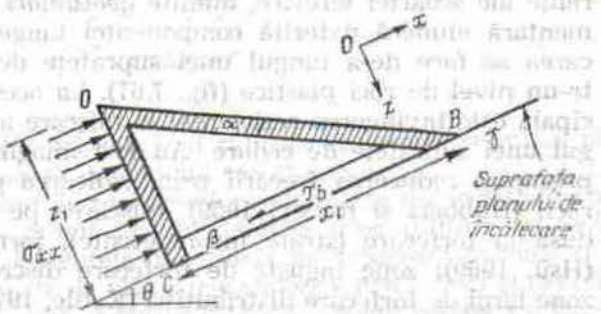


Fig. 7.66 — Secțiune printr-un bloc încălecat cu formă de pană care se mișcă pe o falie înclinată (după Murrell, 1981).

$$x_1=z_1\{2a+\rho\cdot g\cdot z_1\cdot\cos\theta[b+(1-b)\lambda]\}/[2\tau_b+\rho\cdot g\cdot z_1\cdot\sin\theta] \qquad (7.25)$$

Pentru un bloc încălecat cu rezistență la forfecare mare ($\lambda=0$):

$$x_1=z_1[2a+\rho\cdot g\cdot z_1\cdot b\cdot\cos\theta]/[2\tau_b+\rho\cdot g\cdot z_1\cdot\sin\theta] \qquad (7.26)$$

iar pentru un bloc încălecat cu rezistența la forfecare mică:

$$x_1=z_1[2a+\rho\cdot g\cdot z_1\cdot\cos\theta]/[2\tau_b+\rho\cdot g\cdot z_1\cdot\sin\theta] \qquad (7.27)$$

Mecanismele amplasării pînzelor de şariaj. Diferitele concepţii arată că pînzele de şariaj rezultă din exagerarea încălecărilor şi se formează datorită următoarelor mecanisme (sau combinaţii ale acestora):

— alunecare gravitaţională în cadrul căreia structurile au fost amplasate prin alunecare în jos pe plan înclinat sub acţiunea gravitaţiei;

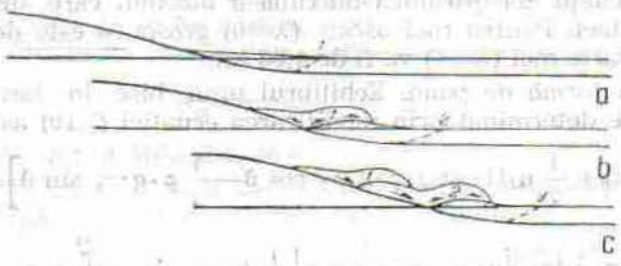


Fig. 7.67 — Mecanismul formării pînzelor de decolare gravitaţională prin teoria geotumorilor.

— expansiune gravitaţională, posibil acompaniată de o fază iniţială de diapirism;

— împingerea din spate datorită unor forţe de compresiune.

1. *Alunecarea gravitaţională.* Formarea pînzelor prin alunecare gravitaţională a fost invocată de geologi pentru a descrie o serie de pînze din Alpi încă din secolul trecut (Schardt, 1898). Ideile acestea au fost dezvoltate de G. Murgeanu (1936), cu aplicare la pînzele flişului cretacic la curbura Carpaţilor Orientali. Au fost elaborate mai multe teorii, dintre care cea mai cunoscută este cea care presupune formarea unor protuberanţe ale scoarţei terestre, numite *geotumori*, de pe care cuvertura sedimentară alunecă datorită componentei tangenţiale a gravitaţiei. Alunecarea se face de-a lungul unei suprafeţe de desprindere amplasată într-un nivel de roci plastice (fig. 7.67). La acest mecanism problema principală este învingerea rezistenţei la mişcare a blocului încălecat de-a lungul unei suprafeţe de cedare. Au fost imaginate mai multe modele care presupun reducerea frecării prin: ridicarea presiunii fluidelor din porii rocii (Hubbert şi Rubey, 1959); mişcarea pe orizonturi cu rezistenţă redusă la forfecare (strate incompetente), formînd suprafeţe de decolare (Hsü, 1969); zone înguste de forfecare discretă (Van Bemmelen, 1966); zone largi de forfecare distributivă (Kehle, 1970).

Modelul formării pînzelor prin alunecare gravitaţională, ilustrat în fig. 7.68 *a*, prezintă următoarele proprietăţi geometrice, deduse de Cooper (1981) luînd ca exemplu pînzele Ultrahelvetice din Alpi:

— suprafaţa planului de alunecare este listrică şi taie succesiunea de roci în spatele blocului alunecat;

— stratigrafia internă a pînzelor individuale este trunchiată de suprafaţa de încălecare în spatele acesteia, precum şi pe panta de alunecare în direcţia de transport;

— mărimea deplasării relative a pînzelor poate depăși cu mult lungimea secțiunii individuale a acestora;

— nu se menține continuitatea laterală între pînzele succesive;

— căile (traseele) pe care se produce transportul maselor de roci ale diferitelor pînze se pot intersecta;

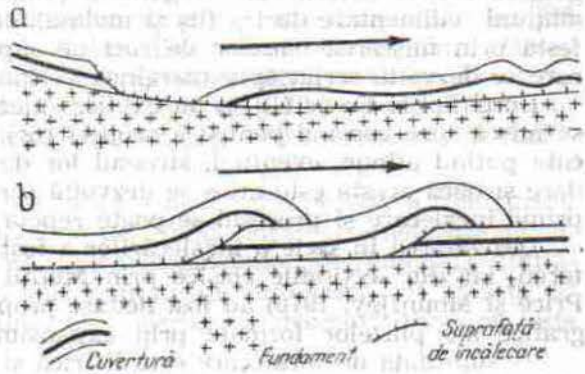


Fig. 7.68 — Diagramă ilustrînd alunecarea gravitațională *(a)* și expansiunea gravitațională *(b)* (după Cooper, 1981).

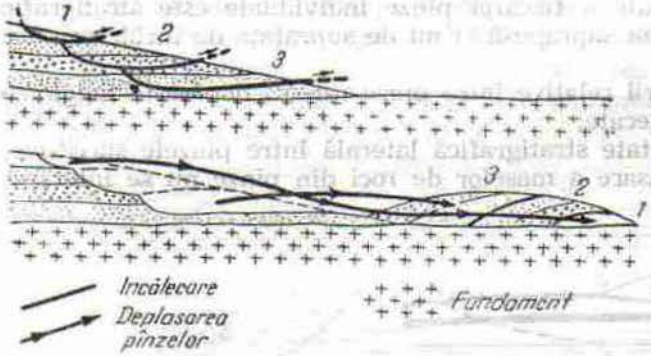


Fig. 7.69 — Formarea pînzelor de decolare (alunecare) gravitațională cu dezvoltarea diverticulațiilor (după Cooper, 1981).

— pînzele provenite din nivelele mai ridicate structural se mișcă primele și potențial se deplasează la distanța cea mai mare.

Considerînd o succesiune de roci nedeformate aflate într-o situație potrivită pentru alunecarea gravitațională datorită unei ridicări orogenice (fig. 7.69) se observă că elementele mai tinere se detașează primele și se mișcă în jos pe pantă, urmate de alte pînze succesiv mai adînci și deci din ce în ce mai vechi stratigrafic. Această dispoziție poate produce o inversiune stratigrafică a pînzelor (cele cu formațiuni geologice mai vechi se găsesc deasupra), cu toate că stratigrafia internă a fiecărei pînze este normală. Acest proces a fost descris sub numele de *diverticulație* (Lugeon, 1943).

Mecanisme de alunecare gravitațională au fost invocate și descrise pentru pînze din diferite centuri orogenice, între care și pentru Carpați, unde cele mai clare sînt pînzele transilvane descrise de Săndulescu (1970, 1984), Grasu (1983) și alții.

2. *Expansiunea gravitațională*. Conceptul de expansiune gravitațională a fost introdus de Bucher (1956) și dezvoltat ulterior de geologi care au lucrat în Munții Stîncoși din Canada (Dahlstrom, 1970; Price, 1973).

Modelul de expansiune gravitațională presupune ridicarea și expansiunea laterală a unei infrastructuri mobile fierbinți în nucleul unui orogen. În zonele externe ale orogenului (unde se găsesc predominant formațiuni sedimentare de tip fliș și molasă), expansiunea laterală se manifestă prin mișcarea maselor de roci pe suprafețe de încălecare listrice, care se dezvoltă seriat spre marginea vorlandului (fig. 7.68 *b*).

Burchfiel și Davis (1975) au explicat mecanismul astfel: pînza inițială se mișcă spre vorland pentru a acoperi roci mai tinere, rocile subîncălecate putînd atinge, eventual, stressul lor de forfecare critică pentru cedare și dacă acesta este atins se dezvoltă o nouă suprafață de cedare sub prima încălecare și procesul se poate repeta avansînd spre vorland.

Dezvoltarea în serie a încălecărilor a fost demonstrată de cercetări de teren, iar din secțiunile clasice prin Munții Stîncoși (Bally et al., 1966; Price și Mountjoy, 1970) au fost deduse proprietățile geometrice și stratigrafice ale pînzelor formate prin expansiune gravitațională și anume:

— suprafața de încălecare este listrică și întotdeauna taie în sus succesiunea de roci, în direcția de transport, deci în fața blocului încălecat;

— marginea din spate a fiecărei pînze individuale este stratigrafic trunchiată de către pînza suprapusă și nu de suprafața de încălecare din bază;

— mărimea deplasării relative între pînze rareori depășește lungimea secțiunii pînzei subîncălecate;

— există o continuitate stratigrafică laterală între pînzele succesive;

— traseele de deplasare a maselor de roci din pînze nu se intersectează niciodată;

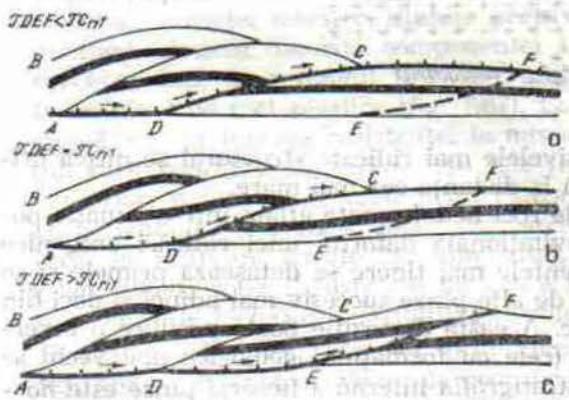


Fig. 7.70 — Model al stadiilor succesive ale formării unei suprafețe de încălecare *DEF* produsă prin încărcarea de către corpul pînzei *ABCD*.

— încălecarea de la baza stivei de formațiuni a întregului domeniu supus procesului de expansiune gravitațională este ultima care se deplasează.

Cooper (1981) explică formarea încălecărilor în serie așa cum se arată în fig. 7.70. Complexul pînzei *ABCD* se mișcă pe substratul său imediat,

încărcîndu-l și eventual cauzîndu-i cedarea pe o suprafață de încălecare inferioară și mai avansată *DEF*. Dacă se atinge stressul de forfecare critic pentru cedare pe planul *DEF*, atunci alunecarea de frictiune pe *DE* și rezistența la forfecare a rocilor de-a lungul suprafeței *EF* trebuie să fie depășite. Cînd aceste condiții sînt satisfăcute deplasarea pe *ADC* este oprită și începe mișcarea complexului pînzei pe suprafața *DEF*. Această situație impune limitări asupra deplasărilor relative dintre pînze, făcînd improbabile juxtapuneri stratigrafice. Proprietățile geometrice ale structurilor secundare (ex. plane de încălecări cutate, falii secundare etc.) asociate cu mecanisme de încălecare gravitațională sînt descrise de Dahlstrom (1970).

Mandl și Shippam (1981) prezintă un model de formare a structurilor imbricate care provîn din succesiuni de falii de încălecare nelegate de cutarea de compresiune, ci formate prin expansiune gravitațională. Unitățile de încălecare individuale sînt limitate de încălecări atît în față cît și în spate (fig. 7.71, *a*). Evoluția unei asemenea structuri imbricate este următoarea:

— din cauza creșterii frecării pe planul de alunecare, trebuie să crească stressurile de împingere exercitate asupra spatelui încălecării, creștere suficientă pentru a produce faliere internă;

— cîmpul de stress va determina localizarea unei prime încălecări imbricate, care va întîlni suprafața la o anumită distanță față de linia din spate (fig. 7.71, *b*);

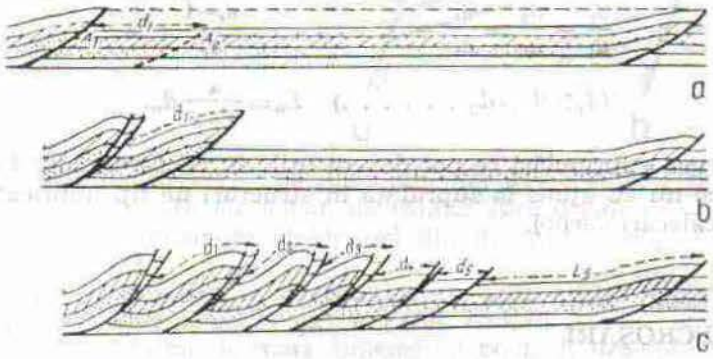


Fig. 7.71 — Model de formare a structurilor imbricate:
a, *b*, *c* — stadii succesive; d_1, d_2 ... d_5 — distanțele dintre faliile de încălecare (după Mandl și Shippam, 1981).

— deoarece pachetul de roci este forfecat în partea din spatele pînzei și încălecat în față, în ceea ce rămîne intact din pînză stressurile vor fi redistribuite și eventual se va ajunge la o situație similară cu cea inițială conducînd la o a doua falie de imbricație ce se formează în fața primei;

— funcție de grosimea și rigiditatea pînzei, corpurile imbricate individuale sînt limitate de încălecări imbricate, regulat spațiate, care se dezvoltă în succesiune din spate în față.

Din distribuțiile de stress determinate pentru modele de pînze rectangulare, autorii au presupus că și în această situație vor apărea vîrfuri ale rezistenței critice la forfecare care controlează poziția încălecărilor imbricate. Distanța d dintre faliile de încălecare este dată de formula

$$d=(1-\alpha)l; \quad 0{,}75<\alpha<0{,}90 \tag{7.28}$$

în care l este lungimea pînzei; α — un parametru care se calculează pentru influența înălțimii pînzei și distribuția stressului de împingere. Distanța faliei de încălecare cea mai nou formată față de predecesoarea sa, măsurată de-a lungul suprafeței pînzei, va fi proporțională cu lungimea părții intacte a pînzei inițiale (fig. 7.71, *c*). Din aceasta rezultă că lungimile pachetelor imbricate succesive formează o secvență geometrică (fig. 7.71, *c*). O regiune nefaliată relativ lungă se extinde între ultima falie imbricată (cea mai nouă) și frontul pînzei. Factorul comun α al secvenței geometrice al lungimilor imbricate a fost determinat din separații de suprafețe observate ale faliilor învecinate, iar lungimea regiunii frontului nefaliat și lungimea pînzei inițiale pot fi estimate prin folosirea formulelor:

$$d_r=(1-\alpha)\alpha^{r-1}\cdot l; \quad L_r=\alpha^r\cdot l; \tag{7.29}$$

Astfel:

$$\frac{d_2}{d_1}=\frac{d_3}{d_2}=\frac{d_4}{d_3}=\ldots\ldots\ldots\frac{d_r-1}{d_r}=\alpha \tag{7.30}$$

$$(d_1>d_2>d_3\ldots\ldots) \quad L_n=\frac{\alpha}{1-\alpha}d_n. \tag{7.31}$$

Asemenea extrapolări se pot dovedi utile în căutarea unor falii de încălecare ce nu au ajuns la suprafață în structuri de tip imbricat (așa-numitele încălecări oarbe).

7.6. DECROȘĂRI

Decroșările reprezintă falii la care deplasarea (săritura) se face pe orizontală, paralelă cu direcția planului de ruptură. Termenul a fost introdus de Jaccard (1869); decroșările sînt cunoscute și sub denumirea de *falii cu alunecare pe direcție* (=*strike-slip fault*). În terminologia anglo-saxonă sînt folosite mai multe denumiri pentru decroșări, cu nuanțe de la un termen la altul și de la autor la autor, mai des folosite fiind noțiunile de: transcurrent fault, wrench fault, tear fault.

Din punct de vedere geometric decroşările se împart funcţie de relaţiile acestora cu direcţiile structurilor afectate, precum şi după sensul deplasării compartimentelor, ele putînd fi:

— longitudinale, paralele cu direcţia structurilor (fig. 7.72, *a*);

— diagonale, cele care taie după un unghi ascuţit axele cutelor (fig. 7.72, *b*);

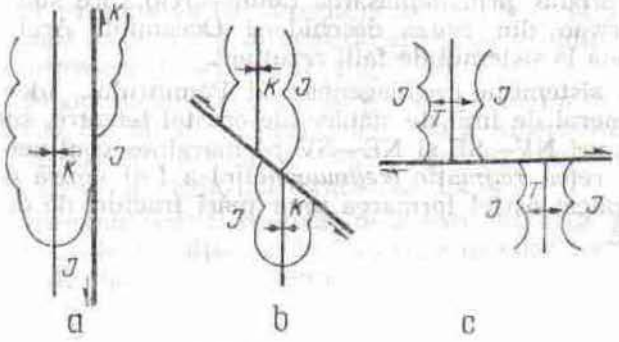


Fig. 7.72 — Poziţia decroşărilor în raport cu direcţia structurilor: *a* — longitudinală; *b* — diagonală; *c* — transversală.

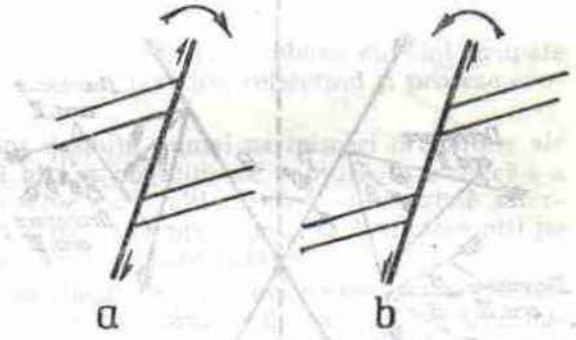


Fig. 7.73 — Decroşări: *a* — dextră; *b* — senestră.

— transversale, cele care taie perpendicular axele cutelor fig. 7.72, *c*);

— dextre, faliile care au sensul de rotaţie spre dreapta sau dacă urmărim deplasarea compartimentelor, cel din dreapta se deplasează spre noi (fig. 7.73, *a*);

— senestre, la care sensul de rotaţie este spre stînga sau compartimentul din stînga se deplasează spre noi (fig. 7.73, *b*).

Formarea decroşărilor de mari dimensiuni poate fi datorată mai multor cauze care pot genera forţe de inducere a unor stressuri orizontale în scoarţa terestră şi anume:

1. Decroşări asociate cu compresiune laterală se dezvoltă frecvent în centurile cutate şi taie transversal axele cutelor şi încălecările (pentru acestea se foloseşte termenul *tear fault*) sau uneori diagonal. Decroşările transversale sînt datorate forţelor de tensiune ce apar din compresiune, fiind iniţial diaclaze de tensiune perpendiculare pe axele cutelor, a căror evoluţie conduce la formarea decroşărilor cu sărituri ce pot atinge zeci de kilometri. Decroşările diagonale provin din evoluţia fracturilor de forfe-

care ce se formează datorită forțelor compresive și ele apar, în general, ca un sistem conjugat.

2. Decroșări asociate cu alunecări crustale apar datorită deplasării unor segmente mari de crustă care alunecă unul în raport cu altul (plăci), rezultînd decroșări cu poziție longitudinală în raport cu direcția de alunecare. Badgley (1965) arată că sistemul de falii San Andreas de pe coasta de vest a Americii este produs prin deplasarea (alunecarea) spre sud a continentului Nord-American din cauza deschiderii Oceanului Arctic. Forța majoră a fost paralelă la sistemul de falii rezultant.

3. Decroșări asociate sistemului regmagenetic al Pămîntului. Ideea existenței unui sistem general de linii de slăbire ale crustei terestre, sub forma unei rețele de fracturi NV—SE și NE—SV pe marginea continentelor, denumit sistem de rețea *regmatic (regmagenetic)* a fost emisă de Sonder (1939), care a explicat astfel formarea unor mari fracturi de decroșare numite liniamente.

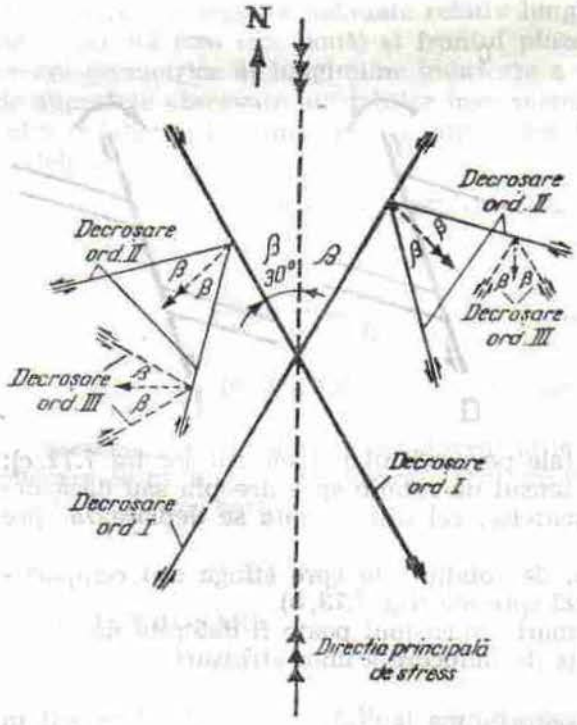


Fig. 7.74 — Model de formare a sistemelor de decroșări la scara globului (după Moody și Hill, 1956).

Moody și Hill (1956) au elaborat un model în conformitate cu care crusta pămîntului este divizată într-o serie de blocuri printr-o rețea de mari falii de decroșare (=liniamente), formate sub influența forțelor de compresiune crustală cu direcția nord—sud generate de tendința de turtire a globului terestru pe cei doi poli datorită mișcării de rotație a Pămîntului.

Aceste forțe de compresiune au creat două direcții principale de forfecare, pe care s-a produs alunecarea compartimentelor, luînd astfel naștere faliile de decroșare (denumite de autori wrench-faults) sau liniamentele de ordinul I (fig. 7.74). Continuarea aplicării forțelor pe direcția N—S conduce la o reorientare a stressurilor în blocurile create de liniamentele de ordinul I și se formează direcții de stress de ordinul II (săgețile duble din fig. 7.74) care vor da naștere unui sistem de fracturi de forfecare a căror evoluție va conduce la generarea decroșărilor de ordinul II. În continuare se dezvoltă direcții de stress de ordinul III și corespunzător falii de decroșare de ordinul III (fig. 7.74).

Modelul elaborat de Moody și Hill (1956) a fost argumentat cu exemple oferite de faliile din partea de nord a Americii de Sud. Desigur, modelul prezentat este teoretic, situațiile practice fiind mult mai complicate, mai ales datorită condițiilor structurale locale.

Sistemul actual de mari decroșări existente pe suprafața globului terestru este condiționat de mișcările plăcilor tectonice și influențat de liniile de slăbire preexistente.

7.6.1. Sisteme de decroșare

Faliile de decroșare rareori apar singulare; de obicei ele sînt grupate formînd sisteme de decroșări cu forme specifice, reflectînd și procese evolutive caracteristice.

Deși faliile de decroșare sînt definite numai ca mișcări orizontale ale blocurilor ideale de o parte și alta a planului de ruptură, în practică s-a observat că de-a lungul unui sistem de falii de decroșare există alternanțe de zone de extensiune și zone de compresiune, cu extindere atît pe scară locală, cît și pe scară regională sau chiar globală.

Harland (1971) a descris două tipuri de regimuri de decroșare ale sistemelor de decroșare: *transtensiune* (combinație de mișcări de transcurență și *extensiune*) și *transpresiune* (combinație de mișcări de transcurență și compresiune). Aceste regimuri sînt realizate datorită curburilor existente de-a lungul faliei de alunecare pe direcție, ramificării faliilor și reunirii lor într-un sistem sau decolărilor pe lungul unei falii „în releu".

Regimurile transtensive sînt marcate prin faliere gravitațională, formarea bazinelor de sedimentare și vulcanism, iar regimurile transpresive prin faliere de încălecare, cutare și ridicare.

Sistemele de decroșare, cele mai evidente sînt reprezentate în fig. 7.75 (după Reading, 1980):

— Curbura unei falii de decroșare, generează zone alternante de divergență și convergență (fig. 7.75, *a*). Zonele de divergență sînt arii de extensiune unde se dezvoltă bazine de sedimentare, iar zonele de convergență sînt arii de compresiune, cu ridicări accentuate și procese de eroziune.

— O zonă majoră de falii de decroșare poate fi compusă din falii subparalele ce se pot separa și reuni formînd astfel un model anastomozat.

Cînd două falii converg, blocul dintre ele este supus la compresiune și ridicare, mișcarea conducînd la convergență (fig. 7.75, *b*); dacă aceste falii diverg, rezultă extensiune și subsidență, mișcarea conducînd la divergență (fig. 7.75, *c*).

— În zonele de terminație a unei falii majore de decroșare pot apărea falii paralele dispuse în trepte, mișcarea pe acestea conducînd la exten-

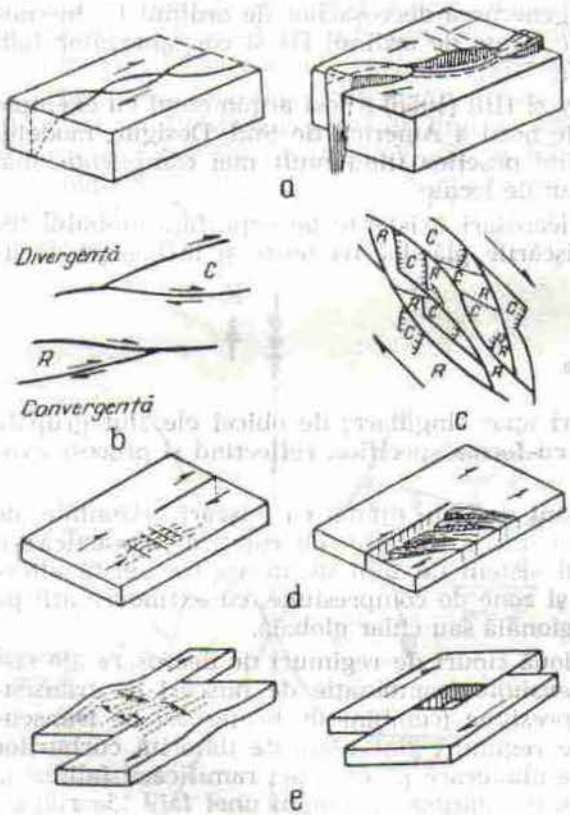


Fig. 7.75 — Tipuri de sisteme de decroșări care genereză bazine subsidente extensionale și blocuri ridicate compresionale:
a — traseu curb al faliei; *b* — model de falii convergente și divergente; *c* — sistem anastomozat; *d* — terminații de falii; *e* — falii cu dezvoltare în trepte. C — coborît=bazine de subsidență; R — ridicat=blocuri ridicate). (după Reading, 1980).

siune sau compresiune (fig. 7.75, *d*). În sectoarele în care o falie se ridică și se mișcă din nou se poate forma un bazin de sedimentare (bazine „pull-apart"), sau o zonă de cutare îngustă, pe arii restrînse, cu falii de încălecare (fig. 7.75, *e*).

Crowell (1974) a descris sistemul de falii San Andreas ca un model anastomozat de-a lungul căruia se pot identifica o serie de bazine și blocuri ridicate. Astfel în vestul Californiei se dezvoltă pe platforma continentală așa-numita zonă a Borderland-ului continental, unde au fost identificate 15 bazine cu adîncimi de 1—2 km și suprafețe de 20×50 km, separate prin blocuri ridicate, toate fiind rezultatul mișcărilor de-a lungul faliilor paralele cu falia San Andreas. Tot el a explicat dezvoltarea simultană prin subsidență a bazinului Ridge (cu o suprafață de 20×50 km

și o grosime a depozitelor de circa 12 km) și o ridicare a zonei cu încălecări aproape orizontale din vecinătatea munților Frazier, datorită curburii pe care o face falia San Gabriel.

Prin același mecanism se poate explica dezvoltarea alternantă a zonelor de compresiune (rezultînd ridicări) și extensiune (care conduce la subsidență și formarea bazinelor de sedimentare) în insula de nord a Noii Zeelande, unde are loc curbarea faliei Alpine.

Un exemplu de terminație a unei falii majore printr-o succesiune de falii paralele dispuse în trepte îl oferă bazinul Mării Moarte (ca bazin „pull-apart"), în vecinătatea căreia se dezvoltă o zonă de cutare, cu falii de încălecare, restrînsă ca arie și ridicată morfologic.

Astfel de sisteme de decroșări sînt cunoscute și în nord-vestul Americii de Sud, în sudul insulei Jamaica (bazinul Yallahs) și altele.

Diverși autori, analizînd evoluțiile unor falii majore de decroșare, au ajuns la concluzia că în evoluția lor în timp, faliile se pot schimba de la un regim transpresiv la unul transtensiv sau invers, după o perioadă de cîteva milioane de ani, astfel încît ar fi putut să se repete de cîteva ori asemenea schimbări.

Astfel, sistemul de falii San Andreas și-a modificat regimul de la unul transtensiv în Miocen, la unul transpresiv în Pliocenul superior și Pleistocen (Nardin și Henyen, 1978). De asemenea, se apreciază că sistemul faliei Alpine din Noua Zeelandă și-a schimbat regimul în Miocenul superior, cînd a devenit transpresiv (Norris et al., 1978).

7.6.2. Evoluția marilor decroșări la scara globului terestru

Decroșările majore marchează la suprafața globului terestru nu numai regiuni de activitate seismică, ci și zone de ridicare și eroziune a lanțurilor cutate sau zone de sedimentare în bazine cu subsidență rapidă. Cele mai cunoscute falii de decroșare au fost denumite *falii fundamentale* (de Sitter, 1964), cu extindere adîncă în crustă și cu o istorie îndelungată a mișcărilor care s-au produs pe ele. De asemenea, astfel de falii au fost descrise ca *falii transcurente*, dacă sînt considerate ca rupturi ale întregii litosfere (Harland, 1978).

Unele falii majore de decroșare sînt limite ale plăcilor litosferice, marcînd extinderea acestora, altele sînt probabil foste limite de plăci, dar din cauza suturii plăcilor este dificil să le determinăm ca atare.

Faliile transformante de limită ale plăcilor au fost denumite *falii transformante primare* și ele sînt rezultatul fracturărilor mai timpurii în crusta continentală. Faliile transformante de tip ridgeridge, care sînt rezultatul expansiunii sînt considerate *falii secundare*.

Faliile transformante primare se dezvoltă de-a lungul rupturilor fundamentale în litosferă și au o lungă istorie a activității tectonice, fiind rezultatul fracturărilor mai timpurii în crusta continentală. Deci, faliile transformante primare (de limită ale plăcilor) sînt *falii de decroșare majore*, care pot evolua, un timp, prin mișcări de transformare. Ele pot lega

între ele două rifturi (fig. 7.76, *a*), două zone de subducție (fig. 7.76, *b*, *e*), un rift cu o zonă de subducție (fig. 7.76, *c*, *d*), dar dezvoltarea lor are loc în crusta continentală, spre deosebire de faliile transformante tipice (așa cum au fost ele definite și descrise de Wilson, 1965) care afectează numai crusta oceanică.

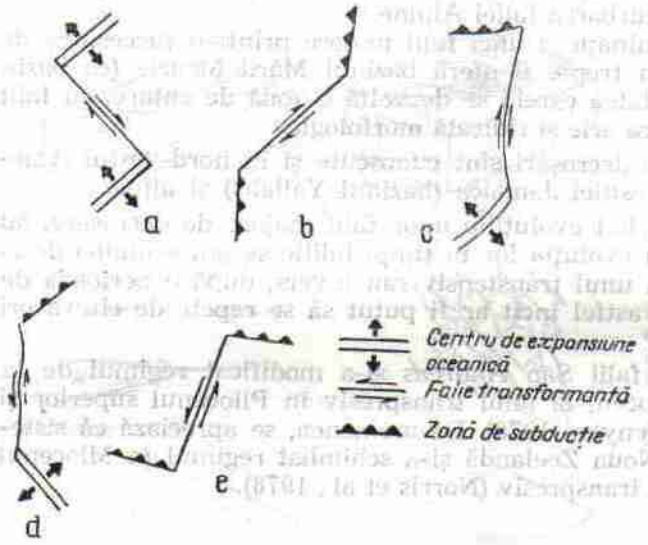


Fig. 7.76 — Falii transformante de limită a plăcilor care leagă:
a — două rifturi (ex. falia San Andreas); b — două fose cu subducție în sensuri opuse (falia Alpină din Noua Zeelandă); c și d — un rift și o fosă (falia Levantului); e — două zone de subducție de același sens (falia Kirthar-Sulaiman).

Falii de decroșare majore care sînt active și în prezent (falii transformante moderne) și care fracturează crusta continentală sînt distribuite în jurul Oceanului Pacific (fig. 7.77), ca prelungiri ale faliilor din oceanele Indian și Atlantic, dintre care mai importante și mai bine cunoscute sînt:

— Sistemul de falii dextre San Andreas (fig. 7.77, *8*), care reprezintă o falie transformantă continentală ce leagă două rifturi (centrul de expansiune Juan de Fuca în nord, cu cel din golful California). Zona de falii San Andreas are 1 500 km lungime și pînă la 500 km lățime și este formată din falii individuale care nu au mai mult de 100 km lungime fiecare. Sistemul de falii este activ de cel puțin 25 milioane de ani (baza Miocenului), dar este posibil să funcționeze de circa 70 milioane de ani (Cretacic superior). Săritura totală, determinată din timpul Miocenului și pînă în prezent, este de 250 km, ceea ce corespunde la o viteză medie de deplasare de circa 1 cm/an.

— Sistemul de falii dextre Alpine din Noua Zeelandă (fig. 7.77, *1*), leagă două zone de subducție cu sensuri de afundare diferite, cel al fosei Tonga-Kermadec (în nord), cu cel al fosei Puysegur (în sud). Falia Alpină este o mare decroșare, care se întinde pe 1 100 km și care este activă și în prezent la cutremurele de pămînt. Are o săritură totală de 18 km numai pentru Cuaternar. Se admite că a început să funcționeze încă din Jurasic, astfel încît săritura sa totală, pe orizontală, este de 480 km.

— Sistemul de falii dextre al insulelor Chugach — Fairweather — Queen Charlotte, care leagă riftul Juan de Fuca cu zona de subducţie a Insulelor Aleutine (fig. 7.77, 7), formînd o mare decroşare cu formă curbă în Alaska.

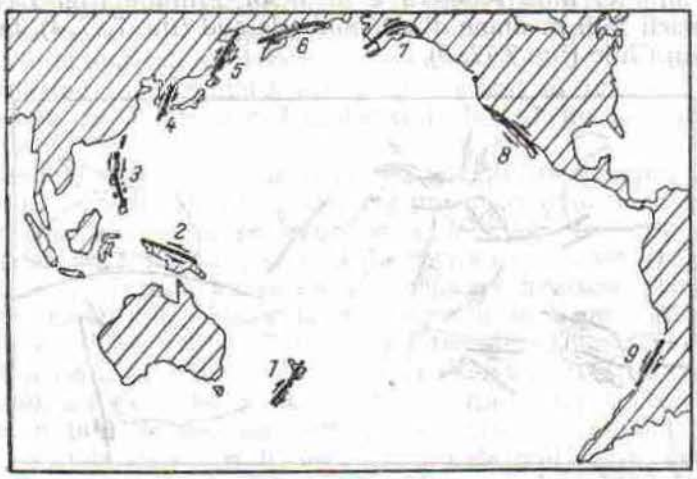


Fig. 7.77 — Harta Oceanului Pacific cu principalele decroşări majore:

1 — falia Alpine; *2* — falia Noua Guinee; *3* — falia Filipine; *4* — falia mediană a Japoniei; *5* — falia Sikhote; *6* — falia Kamciatka; *7* — falia Alaska; *8* — falia San Andreas; *9* — falia Atacama (Chile).

— Falia de decroşare senestră Sorong din Noua Guinee, care leagă fosa Mindanao-Banda cu fosa Noile Hebride.

— Falia de decroşare dextră Guayaqui, care leagă riftul Galapagos cu fosa Peru-Chile.

— Sistemul de falii senestre Levant (Marea Moartă), care leagă centrul de expansiune al Mării Roşii cu zona de coliziune de plăci litosferice din Munţii Taurus.

— Sistemul de falii dextre El Pilar—Oca şi sistemul de falii senestre Cayman—Antilele Mari, care limitează placa Caraibelor.

Falii de decroşare majore se găsesc şi în interiorul continentelor şi nu par a fi legate de limitele plăcilor actuale, ele fiind strîns asociate lanţurilor cutate. În această categorie de falii pot fi citate falia Great Glen din Scoţia, falia senestră nord-Pireneană (fig. 7.78, *1*), linia Insubrică din Alpi (fig. 7.78, *2*), sistemul senestru de rift al grabenului Rinului (fig. 7.78, *3*), decroşarea dextră Nord-Anatoliană din Turcia, lungă de 1 300 km (fig. 7.78, *5*), marea decroşare dextră din Grecia şi Jugoslavia (fig. 7.78, *4*), sistemul de falii Kirthar-Sulaiman care leagă zona de coliziune himalaiană cu zona de subducţie Makran din Iranul de sud (fig. 7.79) şi altele.

Unii autori au interpretat astfel de falii ca limite dintre plăci aşa cum sînt falia Kirthar-Sulaiman şi falia Anatoliană de nord, care sînt limite între două plăci minore — placa Turciei şi placa Marea Neagră (McKenzie, 1972).

Un alt grup de falii de decroşare majore (fundamentale) se dezvoltă în legătură cu procesul de subducţie şi anume pe placa supraîncălecată, la aproximativ 200 km în interior, faliile fiind paralele cu fosa ce indică începutul subducţiei. Astfel de falii de decroşare sînt descrise în jurul Pacificului şi anume: falia senestră a insulelor Filipine (fig. 7.77, *3*), falia dextră a marii falii mediane din Japonia de sud (fig. 7.77, *4*), falia dextră Atacama din Chile (fig. 7.77, *9*).

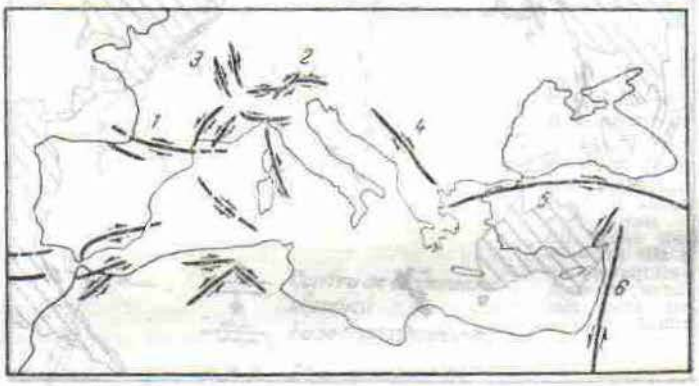


Fig. 7.78 — Harta Europei cu poziţia principalelor decroşări:
1 — falia Nord-Pireneană; *2* — Linia insubrică din Alpi; *3* — riftul grabenul Rinului; *4* — decroşarea dextră din Jugoslavia şi Grecia; *5* — falia Nord-Anatoliană; *6* — sistemul de decroşare Levant (Marea Moartă).

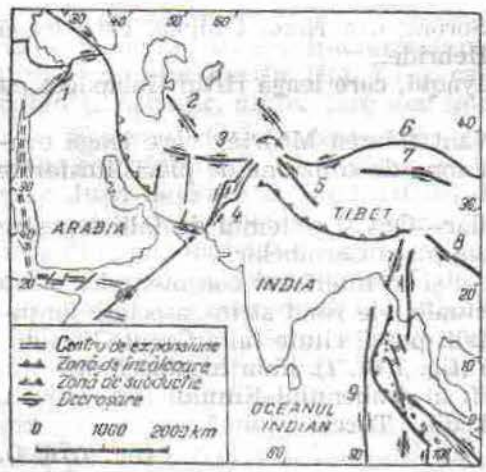


Fig. 7.79 — Harta Asiei de Sud cu poziţia principalelor decroşări:
1 — falia Levant; *2* — falia Kopet-Dagh; *3* — falia Herat; *4* — falia Kirthar-Sulaiman; *5* — falia Karakorum; *6* — falia Altyn Tagh; *7* — falia Kunlun; *8* — falia Red River; *9* — falia 90° Est (după Reading — 1980).

Falii de decroşare majore se dezvoltă şi în cadrul procesului de coliziune continent/continent, rezultînd un model complex de falii asociate zonelor de cutare, descrise pentru diverse situaţii de Molnar şi Tapponnier (1975). Dacă un continent care se ciocneşte cu un alt continent are o protuberanţă, atunci se pot dezvolta mari falii de decroşare, a căror

orientare depinde de forma protuberanței și sensul de mișcare (de subducție) a celor două plăci ce ajung în coliziune. Falii de acest tip au fost descrise în Asia de sud, legate de coliziunea continentului indian de continentul asiatic: falia dextră Herat, falia senestră Altyn Tagh, falia dextră Karakoram, falia senestră Kangting și altele (fig. 7.79).

De altfel, legat de întreaga centură de coliziune alpină, de la Gibraltar pînă în Asia de sud-est, se dezvoltă numeroase falii de decroșare majore, unele delimitînd plăci minore, altele ca rezultat al procesului de coliziune, din care se desprind mai multe serii de falii de decroșare minore, cu dezvoltare locală.

Liniamentele majore cartate prin teledetecție, pe imagini din sateliți sau fotografii aeriene, ale diverselor regiuni de pe glob formează modele de forfecare ce se extind pe multe sute de kilometri; cele mai multe dintre acestea au fost sau sînt falii de decroșare. Moody (1973) a argumentat că ele reprezintă un sistem de forfecare la scara globului, ce s-a format prin compresiune laterală de timpuriu în istoria Pămîntului, și ulterior au controlat deformația scoarței terestre. Cum aceste megaforfecări sînt privite ca linii de slăbire a crustei terestre (fie oceanică, fie continentală), cu evoluție de lungă durată (încă din Precambrian), ele acționează ca falii de decroșare un timp limitat. Pe liniamentele vechi s-au putut instala decroșări în unele locuri de mai multe ori în istoria geologică a regiunii în care se găsesc. Mișcarea de-a lungul zonelor de megaforfecare (a liniamentelor) depinde de modelul stressului regional dintr-o anumită perioadă de timp, existînd posibilitatea ca ele să acționeze ca falii inverse, normale sau de decroșare, cu faze dextre sau senestre.

Studiile actuale demonstrează că are loc o schimbare a mecanismului de deformare pe verticala planului de forfecare, de la o deformație casantă (rupturală), la o deformație ductilă, trecerea realizîndu-se la circa 15 km adîncime (situație demonstrată pe falia San Andreas). Pornindu-se de la această observație se apreciază că activitatea seismică încetează mai jos de 15 km adîncime, explicîndu-se astfel cutremurele superficiale cu epicentre de 5—10 km.

7.7. FALII TRANSFORMANTE ȘI TRIPLE JONCȚIUNI

Faliile transformante sînt tipuri speciale de falii, descrise în legătură cu conceptul tectonicii globale, noțiunea fiind introdusă de Wilson (1965). Conform teoriei expansiunii fundurilor oceanice, plăcile litosferice cresc de-a lungul dorsalelor medio-oceanice, alunecă unele în raport cu altele de-a lungul a mari falii de forfecare și sînt absorbite sub lanțurile de munți și sub fosele arcurilor insulare. În unele locuri, de-a lungul acestor zone active există benzi transante pe care un tip de mișcare este transformat în alt tip de mișcare. O astfel de joncțiune, unde o trăsătură structurală se schimbă în alta, este denumită o t r a n s f o r m a r e. De exemplu, o falie poate fi transformată într-un rift medio-oceanic (fig. 7.80 *a*); în punctul de transformare, mișcarea de forfecare orizontală de-a

lungul faliei se termină brusc, fiind schimbată într-o mișcare tensională de expansiune, transversală față de rift. Wilson (1965) definește trei asemenea transformări: falie-rift, falie-arc concav, falie-arc convex, denumindu-le demi-forfecări (half-shears) (fig. 7.80 *a*, *b*, *c*). Un alt tip de transformare, prin care un lanț orogenic este transformat într-o dorsală medio-oceanică, a fost sugerat de Carey (1955), care a presupus că munții

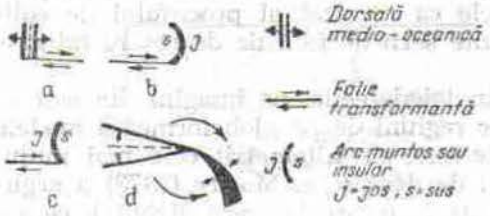


Fig. 7.80 — Diagramă ilustrînd transformări dextre posibile:
a — rift-forfecare dextră; *b* — forfecare dextră-arc concav; *c* — forfecare dextră-arc convex; *d* — rift-arc muntos (după Wilson, 1965).

Pirinei au fost comprimați datorită deschiderii prin riftare a golfului Biscay (fig. 7.80 *d*). Transformările astfel ilustrate reprezintă demi-forfecări dextre, dar pot exista și unele senestre. Cele trei tipuri de demi-forfecări se pot combina perechi între ele dînd naștere la 6 forme de falii dextre, pentru care s-a dat denumirea de f a l i i t r a n s f o r m a n t e (fig. 7.81). Numele de falie transformantă este deci propus „pentru o clasă separată de falii de forfecare orizontală existente, care se termină brusc la ambele capete" (Wilson, 1965). Deci noțiunea de falie transformantă se referă la o clasă de falii ai cărei membrii pot fi descriși în termenii trăsăturilor cu care sînt legați (ex. falie transformantă dextră tip rift-arc convex).

King (1969) arată că faliile transformante sînt o clasă de falii prezente pe fundul oceanului și că nici un echivalent valid nu a fost demonstrat pe continente. Faliile transformante sînt transversale sau oblice pe rifturile oceanice, pe care le taie și le deplasează, cu toate că, întrucît fundul oceanic expandează de la rifturi, mișcarea de alunecare pe direcție este opusă ca sens săriturii riftului. Aceasta este deosebirea esențială a faliilor transformante în raport cu faliile transcurente (de decroșare), cu care aparent pot fi confundate.

Cazul cel mai clar de falii transformante este cel observat pe dorsalele medio-oceanice, care sînt tăiate de acestea, astfel încît valea de rift (din centrul dorsalei) apare ca decroșată cînd spre stînga cînd spre dreapta. Cum între cele două segmente de rifturi separate de o falie are loc formarea de crustă nouă, mișcarea de deplasare a plăcilor în raport cu axa riftului este de sens contrar, datorită împingerii divergente a materialului nou creat, pus în loc (fig. 7.81 *a*). Deci, spre deosebire de o falie de decroșare, sensul de mișcare a materialului în timpul evoluției faliei transformante este exact contrar.

Falii transformante tip rift-rift există în zonele centrale ale tuturor dorsalelor medio-oceanice, toate hărțile de relief ale fundurilor oceanice evidențiind dezvoltarea acestora; mai bine cunoscute sînt faliile: Charlie-Gibbs, Vema, Romanche în oceanul Atlantic; Owen, 90 Est în oceanul Indian etc.

Alte tipuri de falii transformante sînt următoarele:

— Falie care leagă un rift de o fosă (fig. 7.81 *b* și *c*) din fața unui arc insular, de formă concavă sau convexă: cînd arcul este concav placa de deasupra este cea dintre rift și arc și atunci prin evoluția faliei transformante distanța dintre rift și arc se mărește continuu (fig. 7.81 *b*); dacă arcul este convex, placa dintre rift și arc se subduce și atunci, prin evoluția faliei, distanța dintre rift și arc se micșorează continuu (fig. 7.81 *c*);

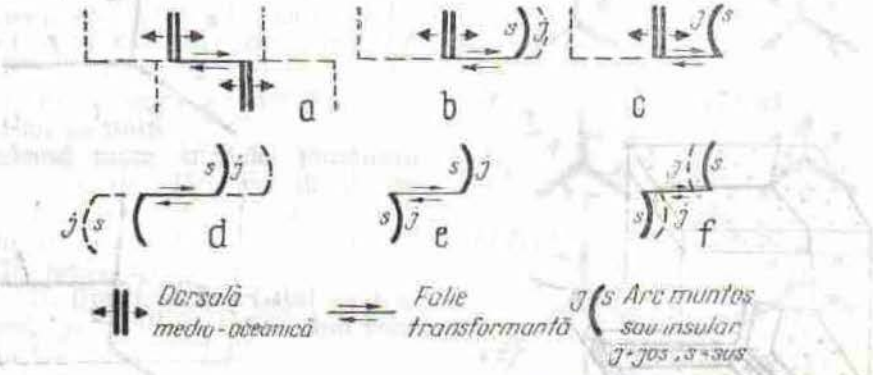


Fig. 7.81 — Tipuri de falii transformante dextre:
a — rift — rift; *b* — rift — arc concav; *c* — rift — arc convex; *d* — arc concav — arc concav; *e* — arc concav — arc convex; *f* — arc convex — arc convex. Liniile întrerupte reprezintă poziții după un timp de evoluție.

— Falie care leagă două fose, deosebindu-se trei situații: arc concav — arc concav, care prin evoluție conduce la mărirea continuă a distanței dintre arcuri (fig. 7.81 *d*); arc concav — arc convex, la care, ca urmarea evoluției faliei transformante, distanța dintre arcuri rămîne constantă (fig. 7.81 *e*); arc convex — arc convex, unde prin evoluție distanța dintre arcuri se micșorează continuu.

Falii transformante de aceste tipuri au fost recunoscute la limitele plăcilor litosferice și anume:

— falia transformantă de tip *arc convex — rift*, care leagă dorsale Carlsberg din oceanul Indian cu arcul Hindu Kush;

— falia Alpine din Noua Zeelandă, care leagă două fose, și care este de tip arc concav — arc convex;

— falia din sudul Americii de Sud, care leagă terminația sudică a Anzilor cu arcul Antilelor de Sud, fiind o falie transformantă de tip arc concav — arc concav.

Triple joncțiuni. Plăcile litosferice iau contact între ele prin intermediul rifturilor, zonelor de subducție și faliilor transformante. Uneori este posibil ca în anumite puncte să se întîlnească trei plăci, formînd o *triplă joncțiune*.

Evoluția unei triple joncțiuni este condiționată de vitezele relative ale plăcilor litosferice și de tipul de limite dintre două plăci. Dacă tripla joncțiune nu-și schimbă geometria după evoluția sa într-un anumit interval

de timp, atunci joncțiunea este definită ca stabilă. Există și joncțiuni instabile, la care geometria se modifică în decursul evoluției.

Dacă marginile celor trei plăci litosferice sînt rifturi cu expansiune, evoluția acestei triple joncțiuni nu va conduce la modificarea geometriei sale, fiind astfel o joncțiune stabilă, cu condiția ca expansiunea să se facă perpendicular pe direcția rifturilor (fig. 7.82).

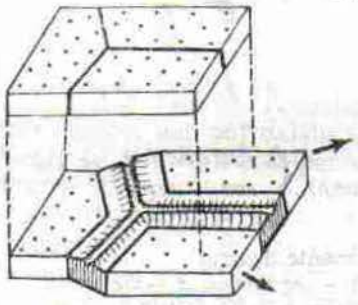


Fig. 7.82 — Triplă joncțiune stabilă.

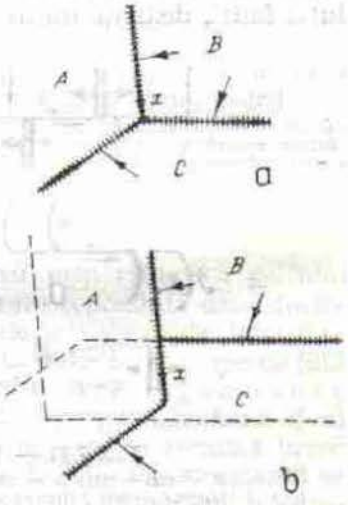


Fig. 7.83 — Joncțiunea a trei fose:

a — poziția plăcilor înainte de evoluție; *b* — poziția plăcilor și a triplei joncțiuni după un timp de evoluție. Săgețile indică sensul de afundare a plăcilor, iar liniile întrerupte poziția plăcilor dacă nu ar fi fost consumate prin subducție (după McKenzie și Morgan, 1969).

În cazul unei triple joncțiuni, unde se întîlnesc trei plăci limitate de fose, evoluția în timp arată schimbarea geometriei joncțiunii (fig. 7.83). În cazul acesta, mișcarea plăcilor nu este, în general, perpendiculară pe plăci, săgețile de pe figură indicînd sensul de subducție a plăcilor *B* și *C*. După un timp de evoluție, considerînd placa *A* fixă, poziția plăcilor *B* și *C* este arătată în fig. 7.83 *b*. Liniile întrerupte indică unde ar fi ajuns limitele plăcilor dacă ele nu s-ar fi consumat în fosele dintre plăci. Fosa dintre plăcile *B* și *C* a migrat prin consumarea plăcii *B* în timpul procesului de subducție.

Un punct fix de pe limita dintre plăcile *A* și *B* va arăta o schimbare în direcția de mișcare, astfel încît el își va modifica viteza de mișcare de la cea a plăcii *B* la cea a plăcii *C*. Acest fapt ne arată că punctul de întîlnire a celor trei plăci care formează tripla joncțiune migrează în timp, ceea ce demonstrează caracterul instabil al acestei joncțiuni. Uneori se poate ca, prin această migrare a punctului de intersecție, tripla joncțiune să devină stabilă, după ce a evoluat un timp ca joncțiune instabilă.

McKenzie și Morgan (1969), analizînd toate situațiile de întîlnire a trei plăci, ajung la concluzia că există 16 tipuri de triple joncțiuni (fig. 7.84). Ei au analizat posibilitățile de evoluție a acestora, calculîndu-le triunghiurile de viteze corespunzătoare. Cum contactele dintre plăci pot fi date de fose (zone de subducție), rifturi sau falii transformante, cele 16 tipuri rezultă din combinații între acestea, fiind notate cu *R* — riftu-rile, cu *F* — faliile transformante și cu *T* — fosa (inițiala de la trench=fosă). Din această analiză rezultă că două tipuri sînt în permanență instabile (*FFF* și *RRF*); toate celelalte sînt fie stabile, fie că urmează de a se stabiliza prin evoluția lor în timp.

Urmărind toate triplele joncțiunii ale sistemului de plăci actuale de pe globul terestru, se constată că numai 6 din cele 16 tipuri pot fi întîlnite ca active în prezent, dar este posibil ca celelalte 10 tipuri să fi existat în trecutul geologic al Pămîntului, cînd configurația plăcilor era alta.

Aceste 6 tipuri sînt: *RRR*, *TTT*, *TTF*, *FFR*, *FFT* și *RTF*.

Tipul *RRR* se află la intersecția riftului Pacificului de est cu riftul Galapagos, sau în oceanul Indian, acolo unde dorsala Carlsberg se întîlnește cu dorsala ce vine din oceanul Atlantic, pe la sud de Africa și merge spre Pacific.

Tipul *TTT* se dezvoltă în Japonia, unde fosa Japoniei se împarte în arcurile Ryukyu și Bonin; intersecția fosei Peru-Chile cu dorsala Chile de vest (oceanul Pacific) formează o triplă joncțiune de tip *TTF*; intersecția fracturii Owen cu dorsala Carlsberg (oceanul Indian), precum și intersecția dorsalei Chile de vest cu dorsala Pacificului de vest sînt joncțiuni de tip *FFR*; intersecția faliei San Andreas cu zona de fracturi Mendocino și fosa din partea de vest a Americii de nord formează o joncțiune de tip *FFT*; în zona golfului Californiei, dorsala Pacificului de vest se intersectează cu fractura Murray și fosa din vestul Americii de nord, formînd o joncțiune de tip *RTF*.

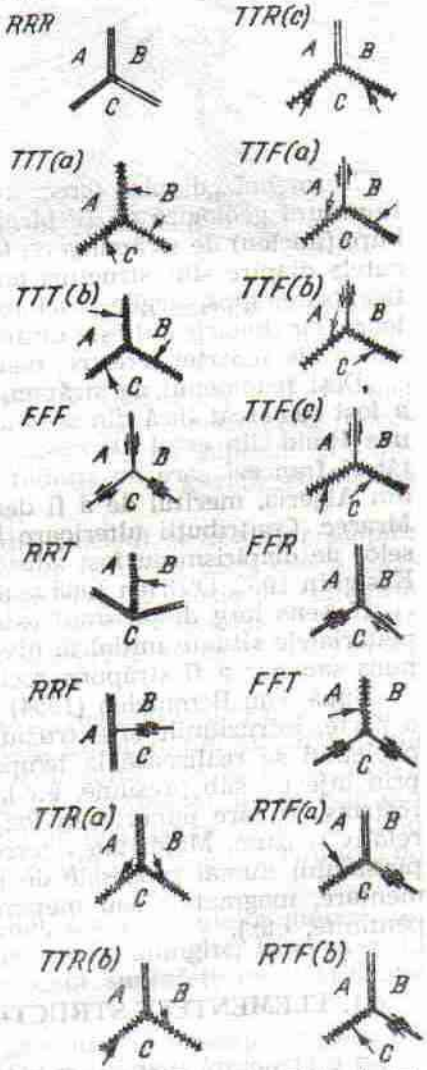


Fig. 7.84 — Tipuri posibile de triple joncțiuni:

R — rift; *T* — fosă (engl. trench); *F* — falie transformantă. Săgețile indică sensul de mișcare pe falii sau sensul de afundare a plăcilor în fose.

8. DIAPIRISMUL ȘI STRUCTURILE DIAPIRE

Termenul „diapir" (grec. *diapeirein* = a străpunge) a fost introdus în literatura geologică de L. Mrazec (1906) pentru a denumi cutele cu sîmbure (nucleu) de străpungere. Conform definiției date de L. Mrazec (1915) cutele diapire sînt structuri anticlinale, cu nucleul format din roci plastice (sare, gips, argile, roci magmatice) care străpung stratele acoperitoare, iar diapirismul este un fenomen general caracteristic păturilor superioare ale scoarței terestre, mai ales, regiunilor de cutare alpină.

Deși fenomenul de străpungere a rocilor înconjurătoare de către sare a fost remarcat încă din secolul trecut de către Pošepny (1871) în regiunea Praid din estul Depresiunii Transilvaniei, precum și de unii cercetători francezi care au studiat formațiunile salifere din Atlasul de Sud din Algeria, meritul de a fi denumit și explicat diapirismul îi revine lui Mrazec. Contribuții ulterioare la studiul structurilor diapire și a proceselor de diapirism au fost aduse de numeroși cercetători (Trusheim 1960, Kosîghin 1962, O'Brien 1968 și alții).

În sens larg diapirismul este definit ca un proces geologic prin care materialele situate inițial la nivele mai adînci în scoarța terestră au străpuns sau par a fi străpuns roci situate, la adîncimi mai mici.

După Van Bemmelen (1954) diapirismul, în sens larg, cuprinde, pe de o parte, intruziunile și extruziunile magmatice, în care punerea în loc a nucleului se realizează la temperaturi înalte (prin asimilare magmatică, prin injecție sub presiune, etc.), iar pe de altă parte diapirismul în sens restrîns, la care punerea în loc a nucleului se realizează la temperaturi relativ scăzute. Majoritatea cercetătorilor, însă, cuprind în categoria diapirismului numai procesele de injecție în stare solidă a unor roci sedimentare, magmatice sau metamorfice (ex. sare gemă, gips, argile, serpentinite, etc.).

8.1. ELEMENTELE STRUCTURILOR DIAPIRE

La o structură diapiră se pot distinge următoarele elemente (fig. 8.1): sîmburele, complexul din acoperiș sau de boltă, flancurile și complexul din culcuș.

Sîmburele sau *nucleul* structurilor diapire este constituit din roci relativ plastice. Din punctul de vedere al compoziției nucleele pot fi *omo-*

gene, cînd sînt constituite dintr-un singur tip de rocă (ex. sare gemă) sau eterogene, cînd sînt formate dintr-un amestec mai mult sau mai puțin haotic de roci de origini diferite ca: sare, gips, blocuri de calcare, sau de serpentine. Majoritatea structurilor diapire au nuclee constituite din evaporite (sare, gips, anhidrit, silvină etc.). Unele diapire de dimensiuni mari

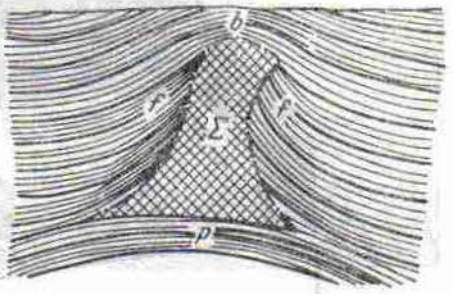


Fig. 8.1 — Elementele unei structuri diapire:
Σ — simburele; *b* — complexul din acoperiș (boltă); *f* — complexele din flancuri; *p* — complexul din culcuș (după Dumitrescu, 1963).

au un nucleu format din argile și marne mai mult sau mai puțin impregnate cu apă. La unele diapire mici au fost observate nuclee constituite din turbă, cărbuni, calcare.

În regiunea Diablo Range din California (G. OaKeshot, 1968) au fost descrise nuclee diapire reprezentate prin serpentine care străpung o succesiune de depozite de vîrste cuprinse între Jurasicul superior și Pliocen. În delta fluviului Mackenzie se cunosc diapire de gheață pleistocenă care străpung depozite sedimentare deltaice.

Principalele caracteristici ale rocilor din nucleul structurilor diapire sînt densitatea mai redusă și plasticitatea mai ridicată decît cea a rocilor înconjurătoare. S-a demonstrat experimental că sarea se comportă plastic la presiuni de 25 kgf/cm². În ceea ce privește densitatea, ea este de 2 g/cm³ în cazul argilelor umede, de 2,2 g/cm³ în cazul sării și de 2,5—2,6 g/cm³ în cazul rocilor consolidate.

Forma nucleelor diapire este variabilă. În regiunile cu regim de platformă în stadiile incipiente ale diapirismului sarea, inițial stratiformă, ia forma unor unde, apoi se îngrămădește sub formă de lentile convexe (perne), boltind stratele din acoperiș fără a le străpunge, iar în cele din urmă se ridică spre suprafață străpungînd stratele acoperitoare și luînd forme de con, de stîlp cilindroid sau cu secțiune orizontală eliptică, de ciupercă sau de picături (fig. 8.2).

În regiunile intens cutate (zone orogene), nucleele cutelor diapire iau forme tabulare de filon, de perete sau de lentile alungite, fiind puse în loc în lungul unor fracturi sau în lungul unor suprafețe de stratificație (fig. 8.3).

După forma nucleului structurile diapire au fost grupate în structuri diapire domale, structuri diapire anticlinale și structuri diapire legate de falii.

Complexul din acoperiș sau *de boltă* este reprezentat prin stratele care au fost boltite fără a fi străpunse de nucleu. Acest complex are formă

de dom, de brachianticlinal sau de anticlinal propriu-zis. Stratele complexului de boltă au, de regulă, grosimi mai reduse în zona apicală a structurilor și grosimi din ce în ce mai mari spre axele sinclinalelor înconjurătoare. Această variație de grosime, dacă este însoțită și de o trecere spre sedimente de apă mai adîncă spre sinclinale, este caracteristică cutelor

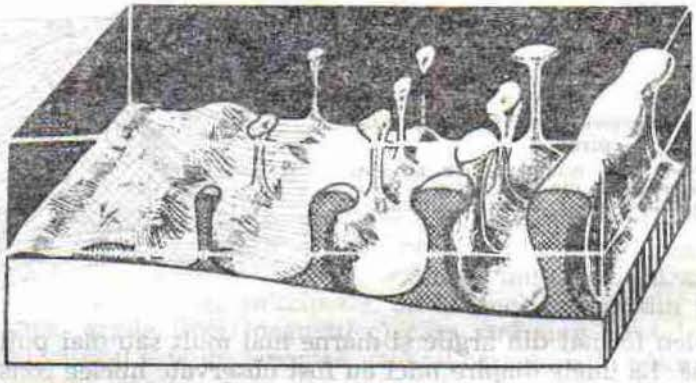


Fig. 8.2 — Variația formei simburelui de sare în funcție de adîncimea de îngropare.

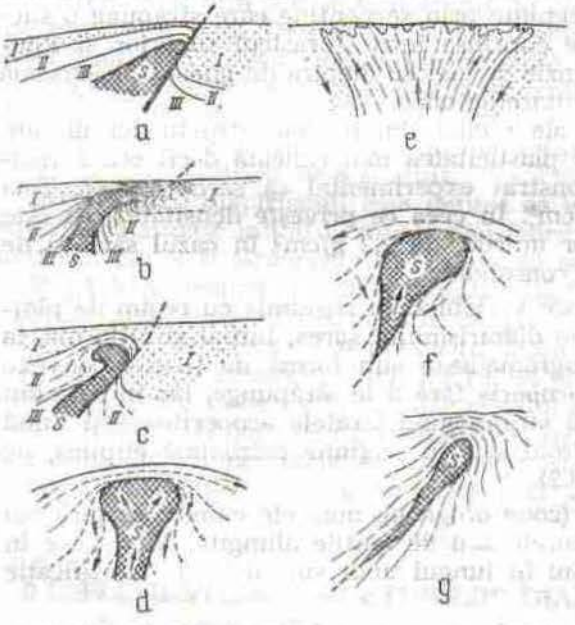


Fig. 8.3 — Diferite forme de cute diapire:

S — simburele de sare; *I, II, III* — formațiuni mai noi decît sarea, traversate de simburele diapir (după Mrazec, 1906).

consedimentare și este considerată ca o dovadă a unui sincronism între procesul de diapirism și cel de sedimentare.

Ca rezultat al ridicării nucleului complexul de boltă este supus unor distensiuni care determină în numeroase cazuri apariția unor grabene mediane.

În unele diapire din U.R.S.S., S.U.A., R. F. Germania, creștetul nucleului este acoperit de o pătură formată din roci cu densitate mai mare decît cea a sării, constituită din anhidrit, gips, calcit, uneori cu blocuri de diabaze și serpentine (fig. 8.4). Această pătură denumită „cap rock" sau „pălăria sării" s-a format prin acumularea materialelor mai greu solubile

Fig. 8.4 — „Cap-rock" dezvoltat deasupra unui dom de sare (după Muray, din Billings, 1972).

incluse în masa sării ca urmare a dizolvării treptate a părții superioare a nucleului diapir, pe măsura pătrunderii acestuia într-o zonă cu ape dulci capabile să dizolve și să antreneze sarea.

În numeroase cazuri nucleul diapir ajunge la suprafața pămîntului, generînd variate procese geologice. De exemplu, unele diapire de argilă au format insule în Marea Caspică, iar altele de sare au format insule în Golful Persic și în alte regiuni. Ieșirea la zi a sării în zone cu relief accidentat este urmată de curgerea ei pe versanți sub formă de „ghețari de sare".

Nucleele diapire au o structură internă caracteristică indicînd un proces de curgere în stare plastică (cute similare sau de forfecare). În unele cazuri structurile interne ale diapirelor se corelează cu forma exterioară a nucleului sau cu unele structuri din rocile înconjurătoare.

Flancurile structurilor diapire sînt constituite, de regulă, din strate a căror înclinare crește pe măsura apropierii de nucleu, unde sînt redresate, uneori pînă la verticală, sau chiar sînt răsturnate. Grosimea stratelor din flancuri, ca și a celor din boltă, prezintă o tendință de creștere spre sinclinalele alăturate. Contactul materialului diapir cu rocile din flancuri este un contact tectonic, de tipul unei falii care înconjoară din toate părțile nucleul.

Uneori, ca urmare a deplasării convergente a materialului se dezvoltă un nucleu în curs de ridicare, în zona din jurul diapirului se dezvoltă sinclinale marginale, care s-au umplut cu sedimente în timpul ridicării treptate a materialului diapir. Vîrsta stratelor din umplutura sinclinalelor marginale corespunde, în acest caz, cu vîrsta procesului de diapirism.

Complexul din culcuș al structurilor diapire este, în general, mai puțin cunoscut, dat fiind faptul că acesta se găsește la adîncimi relativ mari (3 000—10 000 m). Pe baza datelor geofizice și a unor date de foraj s-a constatat că în regiunile relativ stabile tectonic acest complex are o structură liniștită, cu strate orizontale, iar sub nucleele diapire are o structură sinclinală. În zonele orogene în care procesul de diapirism este legat

de compresiuni laterale, complexul din culcușul structurilor diapire prezintă o structură anticlinală.

Caracteristicile morfologice ale structurilor diapire depind de istoria geologică a regiunii, de intensitatea și orientarea forțelor tectonice care au acționat în timpul și după procesul de diapirism, de raporturile densității și plasticității materialului diapir cu densitatea și plasticitatea rocilor înconjurătoare, de grosimea materialului diapir și grosimea rocilor acoperitoare, precum și de gradientul geotermic al regiunii (ținînd seama de faptul că temperatura crescută, în anumite limite, mărește plasticitatea rocilor).

8.2. ORIGINEA STRUCTURILOR DIAPIRE

Formarea structurilor diapire, în general, și a diapirelor cu nucleu de sare, în special, a fost pusă de unii cercetători pe seama forțelor tectonice, adică a stressului tangențial, de alții pe seama acțiunii gravitației, iar alți cercetători admit că procesul de diapirism este generat atît de forțe tectonice cît și de cele gravitaționale. În mod corespunzător se pot distinge trei teorii privind originea structurilor diapire: teoria tectonică, teoria instabilității gravitaționale (izostazei) și teoria originii mixte.

Teoria tectonică. A fost elaborată de Mrazec în anul 1906 pentru a explica geneza cutelor diapire din Subcarpații Munteniei și a fost dezvoltată și susținută cu noi argumente de Stille, Atanasiu și alții.

În concepția lui Mrazec cauza principală a cutării diapire este acțiunea forțelor tectonice de compresiune orizontală, forțe care au determinat, totodată, apariția cutelor liniare în rocile înconjurătoare. Se admite

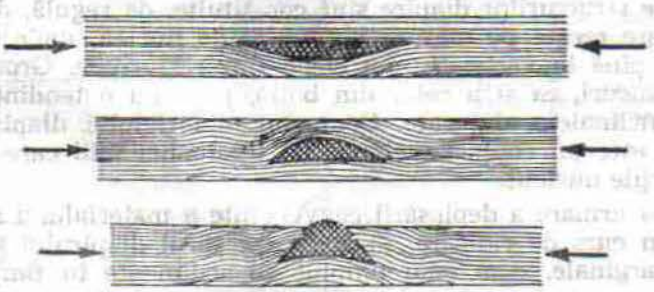


Fig. 8.5 — Formarea unei cute diapire sub acțiunea forțelor tectonice de compresiune orizontală.

că sarea a jucat un rol pasiv în procesul de diapirism, deplasarea ei spre zona axială a anticlinalului și străpungerea stratelor din acoperiș fiind un efect al cutării rocilor înconjurătoare (fig. 8.5). Sub influența compresiunii orizontale complexul din culcușul structurii diapire este boltit în sus. Un rol important în ascensiunea sării spre suprafață l-au jucat faliile longitudinale din zonele axiale ale anticlinalelor.

Posibilitatea formării structurilor diapire sub acțiunea unor forțe orientate convergent a fost demonstrată experimental de Lohust în 1913, care a obținut anticlinale cu sîmbure de străpungere prin comprimarea orizontală a unui material mai ductil intercalat între două strate mai puțin ductile.

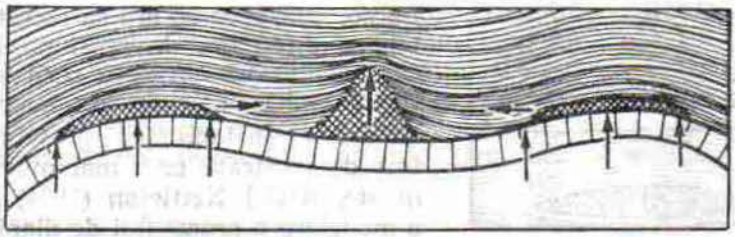


Fig. 8.6 — Formarea cutelor diapire după teoria redistribuirii.

Alte experimente efectuate de Tanner și Williams (1968) au demonstrat că structuri diapire pot fi generate și de acțiunea unor forțe de distensiune aplicate unui model format dintr-un strat de asfalt peste care s-a depus lent, prin cernere, un strat de praf, concomitent cu procesul de distensiune. Sub acțiunea distensiunii în acoperișul materialului plastic au apărut horsturi și grabene, iar în cele din urmă materialul plastic a străpuns stratul din acoperiș sub forma unor creste diapire orientate perpendicular pe direcția tracțiunii.

O altă variantă a teoriei tectonice cunoscută sub numele de „teoria redistribuirii" a fost elaborată de Belousov în 1948. Pornind de la observația că, în unele cazuri, complexul din culcușul diapirelor are convexitatea îndreptată în jos, autorul menționat consideră că datorită ridicării crestetului unor anticlinale din culcușul sării și a presiunii coloanei de roci din acoperiș, sarea a fost inițial refulată din zonele anticlinale și îngrămădită în axele sinclinalelor alăturate boltind în sus stratele din acoperiș (fig. 8.6). În această concepție forțele tectonice orientate vertical din axele anticlinale generează o curgere laterală (orizontală) a materialului diapir, spre zonele depresionare, unde se manifestă din nou forța orientată vertical spre suprafața pămîntului.

Teoria instabilității gravitaționale sau a izostaziei. Această teorie a fost elaborată de Harbort în 1910 pentru a explica formarea structurilor diapire din regiuni de platformă, lipsite de compresiuni sau distensiuni orizontale. Conform acestei teorii cauza principală a diapirismului este densitatea mai redusă a materialului diapir în raport cu cea a rocilor înconjurătoare.

Acolo unde grosimea sau densitatea stratelor din acoperișul unui strat sau al unei lentile de sare este mai mare, sarea este supusă unei presiuni mai ridicate și, în consecință, este refulată spre punctele sau zonele în care presiunea exercitată de coloana de roci acoperitoare este mai re-

dusă. În astfel de puncte sarea se îngrămădește, crește în grosime și, în cele din urmă, străpunge seria de strate din acoperișul ei (fig. 8.7).

La început curgerea sării din punctele cu presiune litostatică maximă spre punctele cu presiune mai redusă este relativ lentă întrucît diferența de presiune litostatică este, inițial, mică. Pe măsura ridicării nucleului diapir grosimea stratelor din acoperiș se micșorează, ceea ce are ca rezultat o creștere a diferenței de presiune litostatică, care determină curgerea sării și, respectiv, o accelerare a ridicării nucleului diapir.

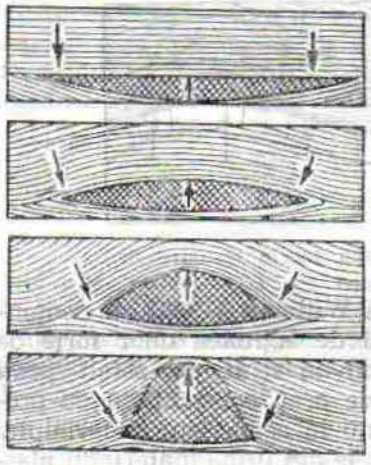


Fig. 8.7 — Formarea unui dom diapir datorită izostaziei (după Stoćes).

Teoria instabilității gravitaționale a fost demonstrată prin mai multe experimente. Astfel Nettleton (1934) a realizat o modelare a procesului de diapirism prin suprapunerea unui lichid cu densitate mai mare peste altul cu densitate mai mică, fără intervenția unei compresiuni orizontale sau a unei variații a presiunii pe verticală. Hubert (1937) a utilizat în experimente diferite solide plastice, cu respectarea principiului similitudinii mecanice, demonstrînd posibilitatea apariției unor structuri diapire ca efect al redistribuirii izostatice a materialului diapir sub influența cîmpului gravitațional.

Trusheim (1960) a arătat că în nordul Germaniei diapirele sînt rezultatul unui proces de deformare caracteristic maselor de sare pe care l-a numit „halokinetic". Acest proces s-a desfășurat în timp geologic fiind însoțit de procese de acumulare a sedimentelor în zonele din care sarea era refulată spre nucleele diapirelor. Intensitatea diapirismului este mai redusă în momentele și în punctele unde sarea se află la adîncimi mai mici, crescînd pe măsura coborîrii scoarței terestre și a creșterii adîncimii de îngropare. În felul acesta se trece treptat de la stadiul de ondulații ale creștetului sării la cel de „perne de sare", apoi la cel de stîlpi, ciuperci, sau pereți de sare (fig. 8.2).

Un rol important în inițierea procesului de diapirism izostatic al sării, așa cum a arătat Gussow (1968), îl joacă creșterea temperaturii, care determină o creștere a plasticității sării pe măsura creșterii adîncimii. Ridicarea sării în nucleul unui diapir este posibilă numai atunci cînd sarea se găsește la o adîncime minimă de 1 000—1 500 m, la care temperatura și presiunea litostatică îi imprimă o plasticitate suficientă.

În lumina datelor actuale majoritatea cercetătorilor admit că unele structuri diapire din regiuni intens cutate au luat naștere sub acțiunea forțelor tangențiale, altele, dezvoltate în regiuni mai stabile din punct de vedere tectonic, s-au format ca efect, în special, al forțelor gravitațio-

nale, iar altele s-au format sub acțiunea combinată a forțelor tectonice și a celor gravitaționale.

Dacă în cazurile extreme structurile diapire s-au format numai datorită orogenezei sau numai datorită izostaziei, în marea majoritate a cazurilor originea diapirelor este mixtă. Astfel, chiar în cazul diapirelor considerate de origine tectonică, cum sînt cele din Subcarpații Munteniei, trebuie să admitem, așa cum a arătat Gh. Olteanu (1965), că înainte de acțiunea forțelor orogenice sarea a suferit deplasări și s-a ridicat sub acțiunea forțelor gravitaționale. Pe de altă parte, pentru numeroase diapire considerate de origine pur gravitațională, inițierea procesului de diapirism este pusă pe seama unor fenomene tectonice cum sînt subsidența bazinului sau falierea complexului din culcușul sării.

8.3. Tipuri de structuri diapire

Structurile diapire pot fi clasificate după natura materialului diapir, după morfologie și după modul de formare.

După natura rocilor din constituția nucleului se disting diapire de *sare*, de *gips*, de *anhidrit*, de *argilă*, de *gheață*, de *turbă*, de *material magmatic* sau *metamorfic*.

După forma pe care o prezintă nucleul în secțiune orizontală se deosebesc *domuri diapire*, la care nucleul are o formă izometrică în plan orizontal, și *anticlinale diapire*, în care nucleul are o formă alungită, constituind un perete sau o lamă diapiră.

După forma pe care o au în secțiuni verticale se disting *diapire deschise*, la care nucleul ajunge la suprafața pămîntului, și *diapire închise* sau *criptodiapire*, la care creștetul nucleului se găsește la diferite adîncimi. La rîndul lor diapirele închise pot fi puțin adînci, cu nucleul aflat la adîncimi sub 1 000 m intermediare, cu nucleul la 1 000—1 500 m, și adînci, cu nucleul la peste 1 500 m adîncime. Tot în secțiuni verticale, după raporturile geometrice dintre nucleu și rocile înconjurătoare, se deosebesc *diapire concordante*, la care nucleul boltește stratele acoperitoare fără a le străpunge, și *diapire discordante*, la care nucleul străpunge stratele înconjurătoare.

După modul în care s-au format, diapirele pot fi de origine *tectonică*, *gravitațională* sau *mixtă*.

8.4. IPOTEZE PRIVIND MODUL DE PUNERE ÎN LOC A NUCLEELOR DIAPIRE

Pentru a explica modul de punere în loc a nucleului diapir și modul în care a fost creat spațiul ocupat de nucleul diapir au fost emise mai multe ipoteze și anume:

1. Sarea a fost injectată sub presiune, străpungînd rocile din acoperişul ei şi împingînd lateral rocile din flancuri.

2. Nucleul diapir, pe măsura ridicării, a împins în sus volumul de roci din acoperiş, care a fost îndepărtat, treptat, prin eroziune (diapirism postdepoziţional); în etapele mai tîrzii ale procesului de diapirism, cînd nucleul ajunge la suprafaţa pămîntului, flancurile pot suferi o subsidenţă continuă, favorizînd acumularea de sedimente în jurul nucleului diapir (diapirism sindepoziţional).

3. Spaţiul de intruziune s-a lărgit datorită alunecării divergente, în raport cu nucleul, a maselor de roci din flancurile acestuia, spre depresiunile înconjurătoare create în urma deplasării laterale a sării spre axa structurii diapire.

Ca şi în cazul teoriilor privind originea diapirismului, mecanismele de intruziune enumerate mai sus nu se exclud reciproc, putîndu-se manifesta concomitent sau succesiv în evoluţia unei structuri diapire.

Dat fiind faptul că structurile diapire evoluează sub acţiunea factorilor gravitaţionali, fazele de manifestare a mişcărilor halokinetice nu coincid cu fazele de cutare. În regiunile intens cutate, unele structuri diapire care şi-au început evoluţia sub acţiunea factorilor gravitaţionali au fost supuse ulterior acţiunii de compresiune în cadrul unei faze de cutare. Procesul de cutare însoţit de faliere a accelerat curgerea laterală şi ridicarea sării, favorizînd astfel manifestarea unui diapirism exagerat.

8.5. STRUCTURI DIAPIRE ÎN ROMÂNIA

Pe teritoriul ţării noastre structurile diapire au o largă dezvoltare în flancul intern al avantfosei Carpaţilor, în Depresiunea Transilvaniei şi în Depresiunea Maramureşului.

Flancul intern al avantfosei Carpaţilor cuprinde structuri diapire în Subcarpaţii Munteniei, în Subcarpaţii Moldovei şi în Depresiunea Getică.

În **Subcarpaţii Munteniei** sectorul cuprins între Valea Buzăului şi Valea Ialomiţei este cunoscut sub numele de *zona cutelor diapire*, zonă clasică în care Mrazec a definit şi explicat diapirismul. În cadrul acestei zone (fig. 8.8) au fost separate trei zone cu structuri diapire orientate paralel cu structurile carpatice şi caracterizate prin scăderea intensităţii diapirismului de la nord spre sud (Gavăt, 1962).

Zona nordică cuprinde structuri intens cutate, în cadrul cărora sarea apare uneori la zi. Astfel în cadrul structurilor Opăriţi, Cărbuneşti şi Bisceni, unde sarea s-a găsit la adîncimi în general mai mici decît 1 500 m, ea a fost cutată împreună cu stratele din culcuş şi acoperiş. Pe un aliniament mai sudic al acestei zone, la Măgurele (fig. 8.9) sarea de vîrstă badeniană a fost antrenată în cutările valahice jucînd rolul de lubrefiant în lungul unor suprafeţe de încălecare. Spre vest, pe acelaşi aliniament, la Filipeşti (fig. 8.10) sarea miocenă inferioară a boltit şi fracturat depozitele pliocene din acoperişul ei.

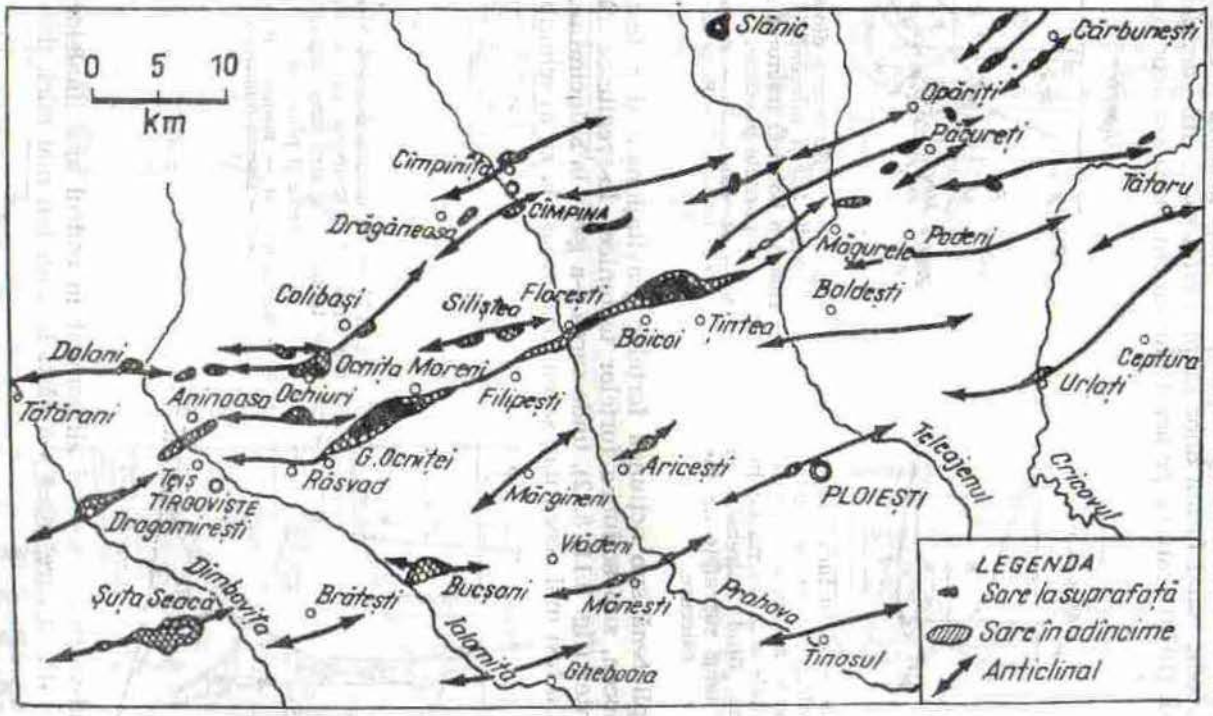


Fig. 8.8 — Structurile diapire din Subcarpații Munteniei (după Olteanu, 1965).

Zona centrală (intermediară) cuprinde aliniamentul cutelor diapire exagerate (Teiș, Răzvad, Gura Ocniței, Moreni, Băicoi, Țintea), în cadrul căreia sarea miocenă inferioară străpunge pe mari grosimi depozitele miocene și pliocene, luînd forma unor stîlpi, pereți sau lentile dezrădăcinate. Pătruț et al. (1973) arată că pe acest aliniament sarea s-a acumulat într-o

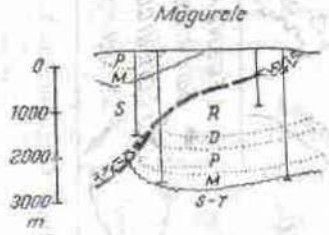


Fig. 8.9 — Structura diapiră Măgurele, cu sare badeniană, care sub acțiunea forțelor tangențiale a jucat rol de lubrefiant, fiind antrenată în lungul unor suprafețe de încălecare.

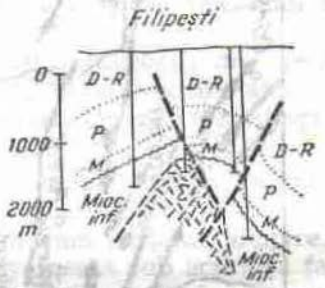


Fig. 8.10 — Structura diapiră Filipești. Sarea miocenă inferioară a bolții și fracturat depozitele pliocene:
M — Meoțian; *P* — Ponțian; *D* — Dacian; *R* — Romanian.

etapă antepliocenă sub acțiunea forțelor gravitaționale și a fost reactivată în Pliocen, sub acțiunea forțelor tectonice. În regiunea Moreni—Băicoi—Țintea (fig. 8.11, 8.12), unde sarea s-a găsit la adîncimi mai mari, diapirismul a fost mai accentuat, sarea fiind scoasă la zi; în schimb în pre-

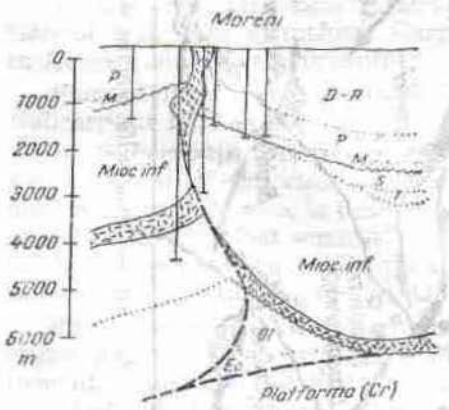
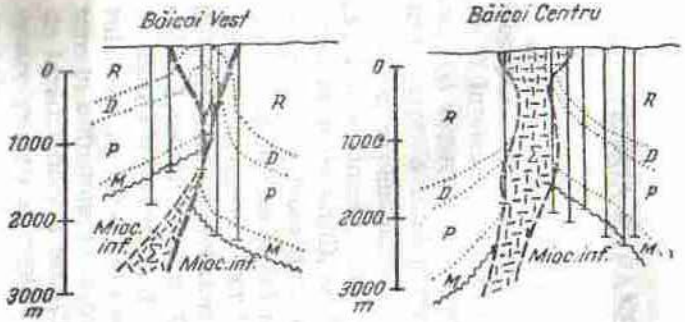


Fig. 8.11 — Structura diapiră Moreni. Sarea miocenă inferioară sub acțiunea forțelor tectonice a străpuns depozitele miocene și pliocene:
S — Sarmațian; *M* — Meoțian; *P* — Ponțian; *D-R* — Dacian-Romanian.

lungirea sud-vestică a acestui aliniament în cadrul anticlinalelor Ludeți și Dragomirești, în care sarea s-a găsit la adîncimi mai mici, diapirismul a fost mai atenuat.

Zona sudică se caracterizează printr-un diapirism incipient și prin dispoziția în releu a cutelor. Ea cuprinde structurile Șuta Seacă (fig. 8.13), Bucșani, Vlădeni, Mărgineni, Aricești, Ploiești (fig. 8.14), Ceptura.



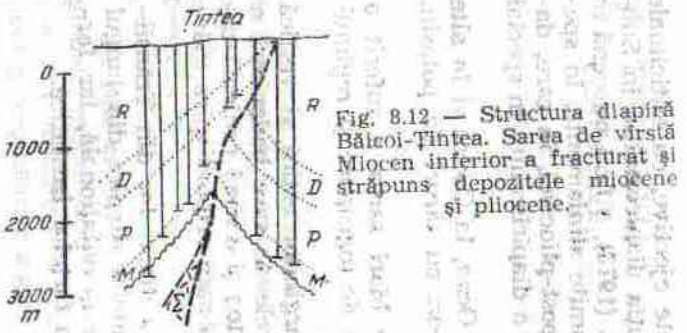


Fig. 8.12 — Structura diapiră Băicoi-Țintea. Sarea de vîrstă Miocen inferior a fracturat și străpuns depozitele miocene și pliocene.

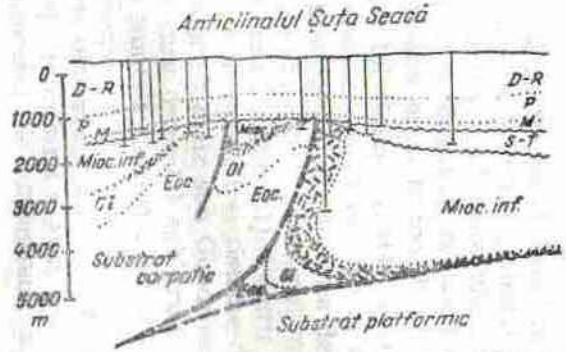


Fig. 8.13 — Cută diapiră miocenă inferioară îngropată sub depozitele pliocene pe structura Șuța Seacă.

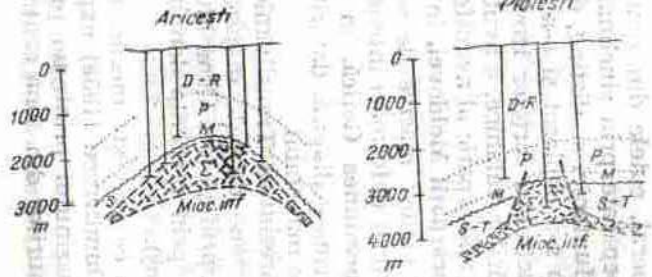


Fig. 8.14 — Cute diapire incipiente de la Ariceşti și Ploiești. Sarea de vîrstă badeniană, sub acțiunea forțelor izostatice, bolteşte și străpunge parțial depozitele badeniene și sarmațiene din acoperișul ei (după Pătruț et al., 1973).

În general, cutele din zona diapiră sînt cute ejective, cu anticlinale înguste, separate prin sinclinale largi. În evoluția diapirismului în Subcarpații Munteniei se disting, după Pătruț et al. (1973), o fază miocenă în care sarea s-a deplasat și s-a acumulat pe anumite aliniamente, în special sub acțiunea forțelor izostatice, și o fază post-pliocenă, în care, datorită cutărilor valahice, a avut loc o reactivare a diapirismului în special în flancul epicarpatic al avantfosei.

În **Subcarpații Moldovei**, în Vrancea, la Tg. Ocna, la Cacica și în alte puncte se cunosc masive de sare, asociate uneori cu săruri de potasiu, care au suferit deformări intense de tip diapir.

În **Depresiunea Getică**, în regiunea Ocnele Mari sarea a suferit o slabă deformare diapiră, datorită adîncimii mici de îngropare și regimului tectonic mai stabil.

În **Depresiunea Transilvaniei**, în lungul marginilor estică și vestică se cunosc zone de cute diapire în care simburele de sare badeniană a ajuns la suprafață (ex. Ocna Mureșului, Praid eto.) și o zonă centrală caracterizată prin prezența domurilor gazeifere cu sare criptodiapiră (Sărmășel, Saroș).

În ceea ce privește mecanismul de formare a diapirelor din Transilvania, I. Dumitrescu (1958) explică formarea cutelor diapire din lungul marginii bazinului printr-un proces de decolare gravitațională, iar formarea domurilor din zona centrală prin acțiunea forțelor izostatice.

9. TECTONICA GLOBALĂ

Termenul de *tectonică globală* a fost introdus în anul 1968 cu scopul de a cuprinde într-un tot unitar toate domeniile geoştiinţelor, definindu-se o disciplină nouă care are la bază teoriile expansiunii fundurilor oceanice, a derivei continentelor şi a tectonicii plăcilor, privite la scara globului (=tectonică) şi prin care toate procesele geologice îşi găsesc o explicaţie (=globală).

În cele ce urmează vom prezenta principalele concepte ale tectonicii globale, evidenţiind o serie de aspecte şi procese care să ne permită explicarea structurii şi arhitecturii scoarţei terestre în contextul evoluţiei geologice-dinamice a globului terestru.

9.1. TEORIA EXPANSIUNII FUNDURILOR OCEANICE

Modul în care se rup continentele şi se formează litosfera oceanică presupune derularea unor procese geologice la scara globului, care nu pot fi înţelese decît prin teoria expansiunii fundului oceanic. Acest concept (şi suportul observaţional pentru el) a contribuit probabil mai mult decît orice la înţelegerea derivei continentelor şi tectonicii plăcilor.

Ideea expansiunii poate fi atribuită lui Holmes (1944) şi ea poate fi exprimată simplu: cînd continentele sînt în derivă (se rup şi se depărtează unul de altul), se formează un nou ocean, prin injecţia de material magmatic în locul unui eventual gol de expansiune. Oceanul mai nou se găseşte la mijloc şi cel mai vechi pe margini (fig. 9.1). Pentru a explica centurile orogenice periferice, Holmes a imaginat trei sisteme de curenţi de convecţie cu centrele lor de ascensiune situate sub Gondwana, Laurasia şi Oceanul Pacific. Curenţii care curg orizontal sub crustă pot cără în spate continentele, dar o rezistenţă frontală enormă o poate opune stratul bazaltic. Cînd doi curenţi de convecţie vin din sensuri opuse şi se întorc în adîncime, ei antrenează o parte din crusta bazaltică, formînd zone de înrădăcinare a munţilor (fig. 9.1 *b*). Holmes nu a avut elementele necesare pentru a explica pe deplin procesul de expansiune a fundului oceanic.

Conceptul de „expansiune a fundului oceanic" *(sea floor spreading)* a fost dezvoltat simultan de Hess și Dietz în anul 1962 și el poate fi exprimat astfel: Mantaua este animată de o mișcare de convecție ce se realizează prin mai multe celule. Pe ramura ascendentă a unei celule materialul incandescent iese la suprafață în rifturile medio-oceanice, unde se consolidează generînd fundul oceanic. Acesta este format dintr-un ma-

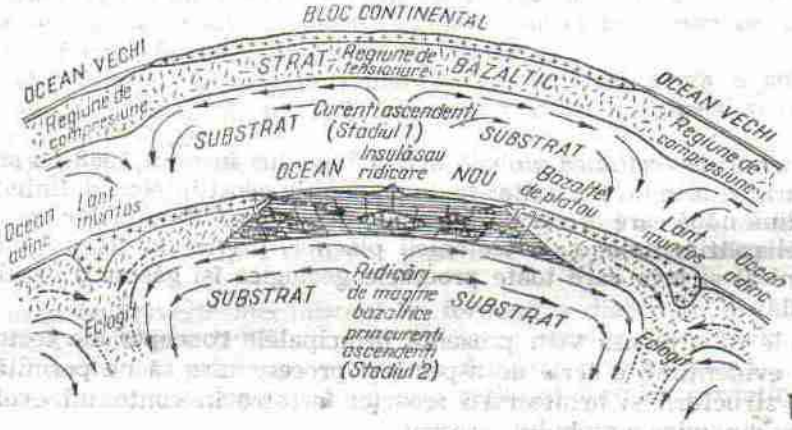


Fig. 9.1 — Diagramă ilustrînd mecanismul ipotetic al derivei continentelor:

a — curenții subcrustali sînt la începutul ciclului de convecție; *b* — curenții au devenit suficient de puternici pentru a sparge și deplasa în deriva fragmentele de crustă continentală care formează munții (după Holmes, 1944).

terial peridotitic, serpentinizat și hidratat de către apa eliberată din manta. Față de rift, fundul oceanului este animat de o mișcare divergentă, simetrică și cu viteză egală, determinată de ramura orizontală a celulei de convecție, pînă la ramura descendentă. Aceasta antrenează fundul oceanului în fose unde este absorbit, topit și reîncorporat în manta. Este vorba deci, în ansamblu, de efectul unui transfer de căldură, de la materialul ascendent, cald, din manta, pînă la reintrarea lui în manta, dar răcit (Bleahu, 1983).

Suportul pentru susținerea teoriei l-au oferit, în special, datele de paleomagnetism. Studiul anomaliilor magnetice au sugerat lui Vine și Matthews (1963) că procesul expansiunii fundului oceanic consemnează istoria inversiunii cîmpului magnetic al Pămîntului. Ei au sugerat că benzile alternante de anomalii magnetice pozitive și negative au fost produse de fișii de roci bazaltice în stratul din fundamentul crustei oceanice care a fost magnetizat alternativ în direcții normale și inverse ale cîmpului magnetic al Pămîntului. Au presupus că litosfera nouă este formată de curenții de convecție ascendenți de sub dorsalele oceanice prin procese magmatice. Deci, magmele amplasate în zonele de rift axial se răcesc treptat, trecînd prin punctul Curie al mineralelor magnetice și acestea capătă o magnetizare în direcția cîmpului magnetic existent al Pămîntului. Crusta

nouă magnetizată este apoi spartă și forțată într-o parte și alta pentru a face loc injecțiilor proaspete de magmă.

Din datele înregistrate în toate oceanele globului terestru, s-a constatat că fundurile acestora sînt adevărate benzi magnetice care au înregistrat toate schimbările de polaritate magnetică, cronometrînd astfel timpul, proces ce a fost ilustrat de Vine (1966) (fig. 9.2).

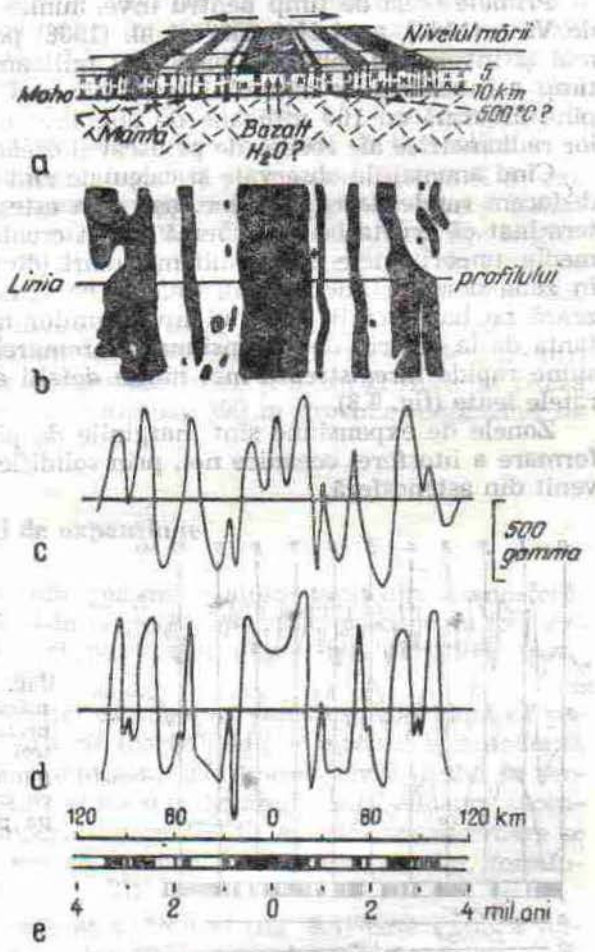


Fig. 9.2 — Interpretarea anomaliilor magnetice oceanice prin expansiunea fundurilor oceanice:

a — model dinamic al unei dorsale oceanice; *b* — harta anomaliilor magnetice ale fundului oceanic; *c* — diagrama intensității magnetice măsurate; *d* — diagrama intensității magnetice calculate; *e* — scara inversiunilor magnetice (după Vine, 1966, din Bleahu, 1983).

Una din marile descoperiri în paleomagnetism este că succesiunile stratigrafice ale rocilor vulcanice și ale carotelor de sedimente de pe fundul oceanelor pot fi împărțite în secțiuni care arată magnetizări predominant inverse și normale. Din astfel de date sînt definite intervale de polaritate, adică intervale de timp în care cîmpul magnetic al pămîntului a fost predominant normal sau invers. Din combinarea datelor magnetice obținute pe roci vulcanice și sedimente s-a realizat scara tim-

pului geomagnetic. Au fost definite două tipuri de intervale de polaritate, pe baza duratei lor medii: un eveniment de polaritate (10^4—10^5 ani) și o epocă de polaritate (10^5—10^6 ani). O epocă de polaritate poate conține cîteva pînă la multe evenimente de polaritate și pot fi dominant inverse, dominant normale sau mixte. S-au definit de asemenea perioade de polaritate (10^6—10^7 ani) și ere de polaritate (10^7—10^8 ani).

Primele scări de timp pentru inversiunile magnetice au fost realizate de Vine (1966), apoi Heirtzler et al. (1968) pentru roci magnetizate normal și invers, cu calibrare pînă la 4 milioane de ani. Ulterior scara de timp a inversiunilor cîmpului magnetic al Pămîntului a fost construită pînă în urmă cu 160 milioane de ani, prin utilizarea combinată a datelor radiometrice ale rocilor de pe uscat și oceane.

Cînd anomaliile observate și calculate sînt comparabile, este posibil să deducem ratele de expansiune, așa cum este ilustrat în fig. 9.3. S-a determinat că crusta oceanică nouă a fost creată cu rate de 1—5 cm/an în medie, uneori ratele fiind mult mai mari (de exemplu de peste 10 cm/an în zona dorsalei Pacificului). Calcularea vitezei de expansiune se realizează pe baza scării timpului inversiunilor magnetice în raport cu distanța de la centrul de expansiune. Se remarcă astfel că ratele de expansiune rapide înregistrează mai multe detalii ale istoriei inversiunii decît ratele lente (fig. 9.3).

Zonele de expansiune sînt marginile de plăci unde au loc procese de formare a litosferei oceanice noi, prin solidificarea materialului topit provenit din astenosferă.

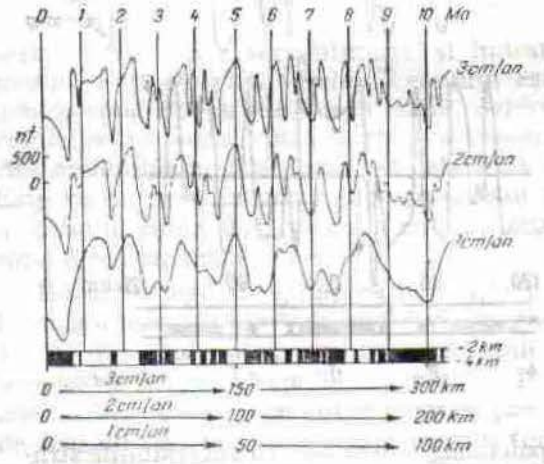


Fig. 9.3 — Expansiunea fundului mării și anomaliile magnetice. Sînt prezentate profile măsurate, cu viteze de expansiune diferite, corespunzătoare unor distanțe din ce în ce mai mari. Datele sînt calculate pe profile din golful Aden (după Girdler, 1980).

Procesele de formare și evoluție a unei zone de expansiune se numesc procese de *acrețiune* a plăcilor litosferice și cuprind următoarele etape (Bleahu, 1983): spargerea într-un anumit loc a litosferei continentale și crearea unui gol; ridicarea din astenosferă a materialului de manta și pătrunderea lui în golul creat; consolidarea materialului de manta și trans-

formarea sa metamorfică; alunecarea laterală a celor două plăci litosferice ce delimitează o zonă de expansiune, cu crearea între ele a unui gol care permite ridicarea continuă a materialului astenosferic (fenomenul de expansiune).

Studiul crustei oceanice și al complexelor ofiolitice din centurile cutate de pe continente a permis elaborarea mai multor modele privind derularea procesului de acrețiune a plăcilor în zona de expansiune, cel mai complex fiind datorat lui Dewey și Kidd (1977). Pornind de la succesiunea standard a unui complex ofiolitic, ei au stabilit patru unități structurale ale unei margini de expansiune: 1 — „capacul" format din complexul de pillow-lave și silluri, complexul de dike-uri lamelare și gabbrourile placate; 2 — o cameră magmatică în formă de pană; 3 — un complex de cumulate situat sub camera magmatică; 4 — o bandă de lherzolite.

„Capacul" camerei magmatice se îngroașă pe măsura depărtării de axa zonei de expansiune, prin îngroșarea complexelor de pillow-lave și silluri și de gabbrouri placate. Complexul de pillow-lave și silluri ajunge la grosimea sa maximă la o distanță de 1—2 km de axa riftului, în timp ce complexul de dike-uri are o grosime constantă de circa 1 km încă din axă.

Grosimea complexelor depinde de viteza de expansiune și anume: stratul 2 oceanic (complexul de pillow-lave și silluri și complexul de dike-uri) are 2 km grosime la viteză de expansiune mare și 3 km grosime la viteză mică, iar gabbrourile placate au minimum 300 m grosime, depinzînd de forma și mărimea camerei magmatice.

9.1.1. Dinamica procesului de expansiune

Modul în care se produce ridicarea materialului topit din astenosferă, atașarea sa la crusta oceanică și împingerea laterală a plăcilor au fost explicate prin mai multe teorii: aici menționăm numai trei dintre ele (pentru alte teorii, vezi Bleahu, 1983):

— Hess (1962), creatorul teoriei expansiunii oceanice, consideră că peridotitul din manta urcă dintr-o zonă foarte caldă pe o ramură ascendentă a unei celule de convecție. Se produce transformarea peridotitului în serpentinit prin reacție cu apa provenită din degazeificarea coloanei ascendente, cînd aceasta atinge temperatura de 500°C. Această transformare se face cu mărirea volumului, ceea ce conduce la ridicarea crustei, formîndu-se dorsala medio-oceanică.

— Van Andel (1968) a imaginat un model (fig. 9.4) care explică formarea văilor de rift din centrul dorsalelor oceanice. Într-o prima fază, extruziunile bazaltice formează pături întinse care se suprapun. Aceste pături sînt purtate lateral prin mișcare divergentă, astfel că o pătură nouă nu ajunge să acopere integral pe cea de dedesubt, realizîndu-se totodată magnetizarea pe fișii de vîrstă din ce în ce mai nouă spre axa centrului de expansiune (fig. 9.4). Extensiunea determină formarea fracturilor deschise, în care sînt puse în loc dike-uri, iar accelerarea expansiunii creează

tensiuni și falii care determină formarea unui relief accentuat. Formarea văii de rift este foarte recentă (probabil cuaternară), prezentîndu-se ca o structură de tip graben cu pereți verticali sau cu înclinări de 60—70°; autorul apreciază că aceasta nu joacă un rol esențial în procesul de edificare a unei dorsale.

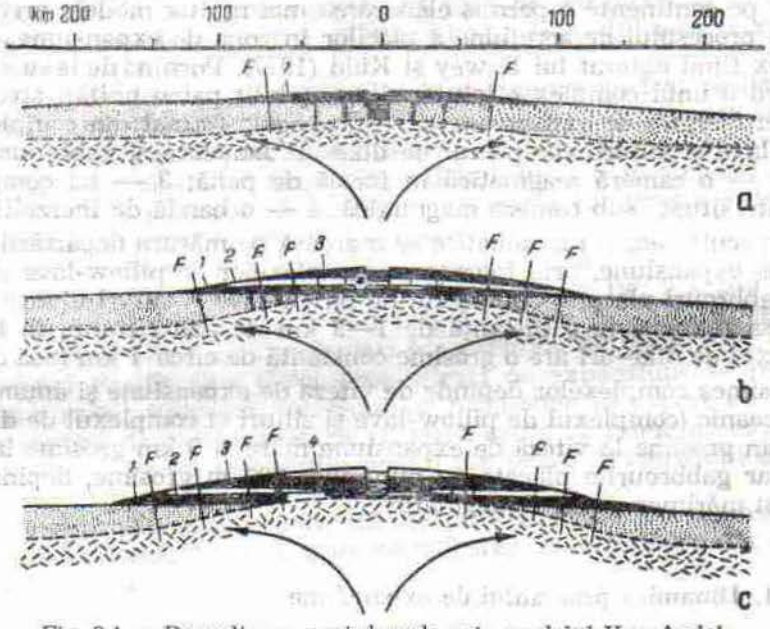


Fig. 9.4 — Dezvoltarea unei dorsale prin modelul Van Andel:
a, b, c — stadii succesive de evoluție (după Van Andel, 1968).

— Tapponier și Francheteau (1978) au elaborat un model care a fost ulterior completat de Flower și Robinson (1981) (fig. 9.5). Ei pornesc de la ideea că materialul astenosferic nu ajunge pînă la suprafață ci litosfera are, în zona de expansiune, o grosime de 4—5 km, deci mult subțiată (subțiere denumită gîtuire). Astenosfera se ridică numai pînă în camera magmatică, litosfera fiind îngroșată treptat prin adaos de material, la partea superioară prin erupții vulcanice și prin îngroșarea pereților camerei magmatice.

Pe o lățime de circa 10 km față de axa riftului se dezvoltă falii gravitaționale care afectează numai partea superficială a litosferei, în timp ce mai jos are loc un fluaj. Subțierea (gîtuirea) litosferei în zona de expansiune ridică următoarele probleme: compensarea izostatică, mecanismul erupțiilor vulcanice și starea de permanență a procesului de expansiune.

• Compensarea izostatică este explicată printr-o bombare generală a astenosferei în zona axială, reechilibrarea fiind realizată printr-o curgere plastică în partea inferioară a litosferei și partea superioară a astenosferei. Prin această curgere se creează un deficit de masă care se reflectă în

partea superioară, rigidă, a litosferei prin procese de cedare după falii gravitaționale.

• Erupțiile vulcanice se produc pe canale cu poziție fixă, aflate în zona văii de rift, pe care se ridică material topit. Activitatea eruptivă este intermitentă în timp, fapt confirmat de erupțiile din Islanda, Afar etc.

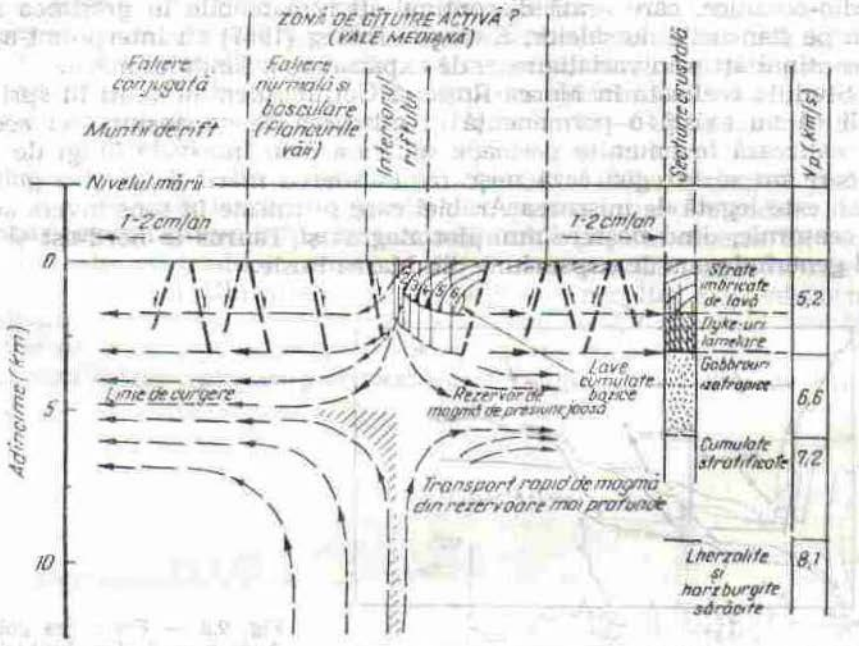


Fig. 9.5 — Completarea modelului cinematic al lui Tapponier și Francheteau. Numerele *1, 2, 3...* se referă la succesiunea episoadelor de punere în loc a lavelor mai noi ce îngroapă pe cele precedente (după Flower și Robinson, 1981, din Bleahu, 1983).

• Permanența procesului de expansiune oceanică este o idee acceptată de mulți cercetători, în sensul că acesta se derulează continuu în timp și cu viteză constantă sau variabilă. Există și opinia că mișcarea se produce intermitent, cu perioade lungi de stagnare a mișcării (Girdler, 1980).

Flower și Robinson (1981) au completat modelul lui Tapponier și Francheteau (fig. 9.5), interpretînd datele forajelor oceanice din Atlantic care au străbătut crustă oceanică cretacică. Ei consideră că crusta cretacică s-a format prin aceleași procese ca cele din prezent. Luînd în considerație o expansiune de 2—4 cm/an (1—2 cm/an de fiecare parte a axei dorsalei Atlanticului), aceeași autori arată că există posibilitatea acumulării magmei într-o cameră situată la circa 2,5—5 km adîncime, în care aceasta ajunge în stare fluidă venind de la adîncime foarte mare. Din camera magmatică, magma este expulzată la suprafața crustei sau este alipită lateral sub forma unor corpuri prismatice din ce în ce mai noi

spre axă, alipirile succesive determinînd împingerea laterală a plăcii și realizarea procesului de acrețiune.

Procesul de expansiune oceanică este probabil mult mai complex, explicarea morfologiei și dinamicii zonelor centrale ale dorsalelor (văile de rift) fiind probleme care necesită încă explicații.

Pornind de la unele observații asupra sedimentelor de pe dorsalele medio-oceanice, care arată discontinuități remarcabile în grosimea acestora pe flancurile dorsalelor, Ewing și Ewing (1967) au interpretat aceste discontinuități prin variația ratei de expansiune a fundului mării.

Studiile realizate în Marea Roșie și Golful Aden au venit în sprijinul ideii că nu există o permanență în mișcarea de expansiune, ci aceasta se realizează în anumite perioade separate prin intervale lungi de timp în care nu se înregistrează mișcare. Formarea mării Roșii și a golfului Aden este legată de mișcarea Arabiei care se rotește în sens invers acelor de ceasornic, dînd naștere munților Zagros și Taurus la nord-est și spre sud generînd zona de expansiune din Marea Roșie.

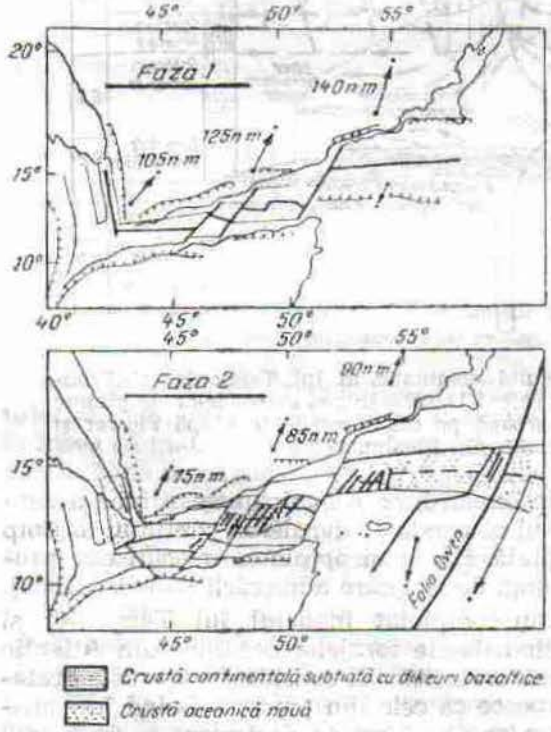


Fig. 9.6 — Formarea golfului Aden prin deriva Arabiei față de Africa (după Laughton, 1966).

Laughton (1966) analizînd mișcarea Arabiei în raport cu Africa a ajuns la concluzia că aceasta a fost discontinuă, separînd două faze de evoluție. Unul din argumentele majore pentru două faze a fost identificarea discontinuităților în grosimea sedimentelor determinate pe baza datelor seismice. Fosa principală are 0,5—1 km de sedimente în timp ce

zonele învecinate au pînă la 100 m grosime. Lucrările ulterioare (Laughton et al., 1970) i-au permis să interpreteze anomaliile magnetice prin două faze de evoluție a expansiunii, ultima fiind continuă timp de 10 milioane de ani (fig. 9.6).

Freud (1965) a sugerat că mișcarea spre nord a Arabiei s-a realizat în faze diferite din timpul Cretacicului superior și pînă în Pleistocen. Ulterior el a recunoscut 3 faze de mișcare pentru deschiderea Mării Roșii și Golfului Aden, în fiecare fază fiind determinată și distanța parcursă prin expansiune. Astfel în Cretacicul superior (prima fază) s-a produs o deplasare de 10—20 km, în Miocenul inferior de 62—64 km, iar în ultima fază, a treia, după Miocenul superior, o deplasare de 43 km.

Lucrările mai noi din această zonă (Girdler, 1980) cuprinzînd profile de reflexie seismică, lucrări de gravimetrie și magnetism au indicat două schimbări semnificative în panta fundamentului (stratul oceanic 2), recunoscute atît pe profilele seismice cît și în anomaliile gravimetrice și magnetice (fig. 9.7). Din interpretarea acestora a rezultat existența a trei faze distincte de expansiune: o fază eocen-oligocenă (intervalul 43—35,5 milioane de ani); a doua fază, miocenă, (intervalul 23,5—16 milioane de ani) și faza a treia, pliocen-pleistocenă (intervalul 4,5 milioane de ani —

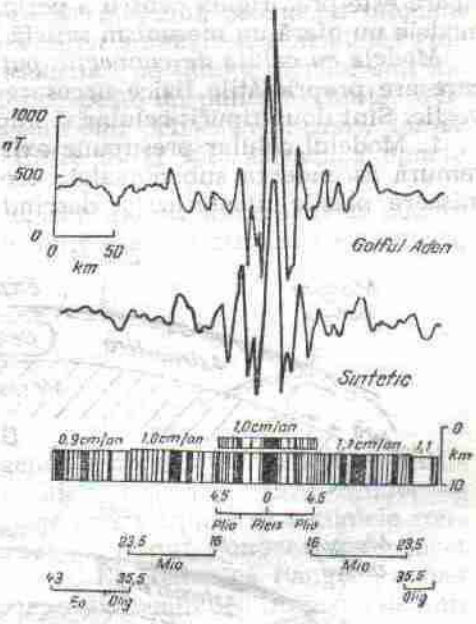


Fig. 9.7 — Anomalii ale expansiunii fundului oceanic în zona vestică a golfului Aden și interpretarea lor. Întreruperile în expansiune corespund întreruperilor în panta fundamentului, determinate din profilele de reflexie seismică (după Girdler, 1980).

Prezent) (fig. 9.7). Din încercarea de a potrivi aceste faze cu scara de timp magnetic rezultă că ultimele două faze corespund timpului mișcării de forfecare de-a lungul riftului Mării Moarte. Totodată, în evoluția procesului de expansiune, se remarcă două pauze, cu durată de circa 12 milioane de ani fiecare.

9.1.2. Mecanismele expansiunii fundului oceanic

Pentru a explica mișcarea plăcilor litosferice au fost propuse două modele de bază, prin curenți de convecție și prin panașe de manta.

Modele prin curenți de convecție. Teoria curenților de convecție a fost pusă la baza explicării procesului expansiunii oceanice, pe seama curenților fiind pusă ridicarea magmelor în zonele de rifturi oceanice, mișcarea laterală a plăcilor purtate pe ramurile orizontale ale acestora și subducția în fose pe ramurile descendente ale curenților.

Ideea a fost îmbrățișată de foarte mulți cercetători, diferențele de la unii la alții fiind legate de forma, mărimea și adîncimea celulelor de convecție. Astfel Hess (1962) și Dietz (1962) plasau celulele de convecție numai în astenosferă, Bernal (1961) în mantaua inferioară, Wilson (1963) în mantaua inferioară și astenosferă, Elsasser (1969) în crusta oceanică și astenosferă etc.

Modele cu celule de convecție adînci au fost propuse încă înainte de a fi emisă teoria expansiunii oceanice, pentru a explica deriva continentelor. În acest model se presupune că o coloană ascendentă fierbinte se ridică sub oceane și curge divergent, purtînd în spate plăcile litosferice cu continentele ca pasageri. Datele geofizice sugerează că mantaua inferioară este prea rigidă pentru a permite o asemenea curgere și deci aceste modele nu oferă un mecanism satisfăcător pentru mișcarea plăcilor.

Modele cu celule de convecție puțin adînci cuprind numai astenosfera, care are proprietățile fizice necesare pentru a menține mișcarea de convecție. Sînt două tipuri: celular și împins-tras.

1. Modelul celular presupune existența unor celule de convecție ce au ramură ascendentă sub dorsalele oceanice, se mișcă lateral antrenînd în mișcare plăcile litosferice și descind din nou în astenosferă (fig. 9.8 *a*).

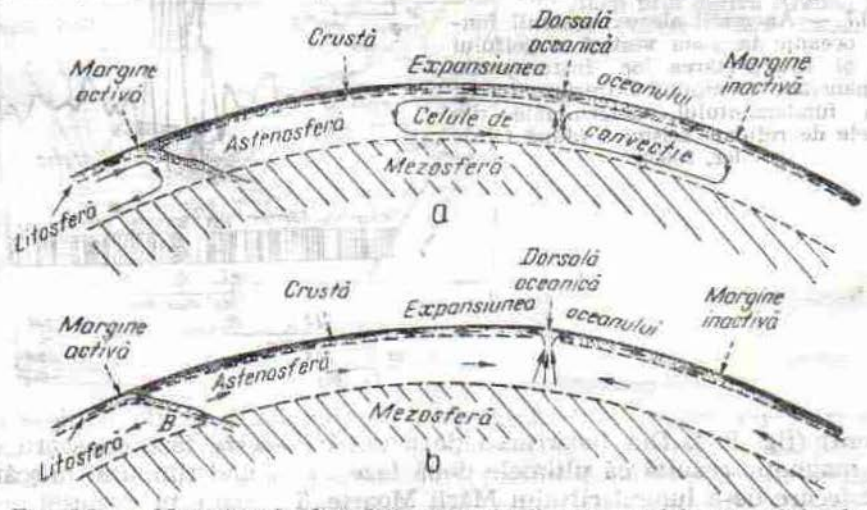


Fig. 9.8 — Mecanismele formării expansiunii prin modele cu celule de convecție puțin adînci:

a — model celular; *b* — model împins—tras (după Bott, 1971, din Condie, 1976).

2. Modelul împins-tras (push-pull) presupune că astenosfera este destul de moale pentru a nu transmite stressuri de forfecare orizontale semnificative litosferei de deasupra (Elsasser, 1971). Mișcarea plăcii este produsă de o combinație de împingeri laterale ale plăcilor în zonele de dorsale oceanice, alunecare gravitațională a plăcilor dinspre dorsale și tracțiunea plăcilor atunci cînd ele descind în zonele de subducție. Împingerea în zonele dorsalelor este acompaniată de ridicarea magmei de-a lungul zonelor axiale, unde se formează litosferă nouă (fig. 9.8 *b*). Tracțiunea plăcii, cînd ea descinde în astenosferă, este cauzată de o creștere în densitate a litosferei pe cale de subducție și care rezultă din efectul combinat al răcirii și schimbărilor de fază mineralogică. Calculele arată că alunecarea gravitațională este realizată la o pantă de 1/3 000 la suprafața astenosferei, pentru a produce o rată de alunecare de 4 cm/an.

Modelele de convecție celulare și împins-tras nu se exclud și diferite aspecte ale ambelor modele pot opera în globul terestru actual.

Model prin panaș de manta. Ideea de panaș de manta (engl. *mantle*) a fost introdusă de Wilson (1963) și dezvoltată de Morgan (1972). Acest model presupune că există puncte fierbinți *(hot spot)* acolo unde coloane ascendente de material topit din manta se ridică de la nivele adînci (probabil baza mantalei) pînă la baza litosferei. Astfel de coloane pot străpunge litosfera și să ajungă la suprafața globului, producînd totodată începutul derivei plăcilor. Alinierea vulcanilor submarini, a insulelor vulcanice, precum și existența dorsalelor aseismice pe fundul mărilor sînt interpretate ca mișcări ale plăcilor litosferice peste un punct fierbinte. Wilson (1973) a găsit 21 puncte fierbinți care sînt active în prezent, dar se consideră că au fost mult mai multe (între 50 și 150) asemenea puncte în trecutul geologic al pămîntului.

Dacă o placă continentală trece pe deasupra unui aliniament de puncte fierbinți, ea poate fi complet spartă, formîndu-se un rift care va genera, prin evoluție în timp, un ocean.

9.2. DERIVA CONTINENTELOR

În anul 1912 savantul german Wegener a propus teoria derivei continentelor (deși au existat precursori ai ideii: Bacon — 1620, Snider — 1858, Tylor — 1910, Baker — 1912), teorie care susținea că actualele continente au fost unite într-un continent unic numit *Pangaea*, înconjurat de un ocean mondial denumit *Panthalassa*. El credea că Pangaea a fost unit pînă în Carboniferul superior (aproximativ acum 300 milioane de ani) și apoi a început să fie scindat în mai multe fragmente ce au alunecat divergent, formîndu-se treptat continentele actuale, separate prin mările și oceanele cunoscute în prezent (fig. 9.9).

În teoria sa, Wegener a precizat principalele momente ale scindării continentelor sau a unor porțiuni din ele (cum ar fi Groenlanda, Madagascar, Noua Zeelandă), aducînd în sprijinul acestei idei numeroase dovezi

de natură morfologică, geologică, paleontologică, biologică, paleoclimatică, mecanică, geodezică etc., sintetizate în lucrarea sa monumentală „Originea continentelor și oceanelor" („Die Entstehung der Kontinente und Ozeane"), publicată în 1915 și reeditată în 1920 și 1924.

Teoria derivei continentelor a fost amplu combătută de oamenii de știință din vremea respectivă, obiecțiile aduse fiind numeroase; cele mai

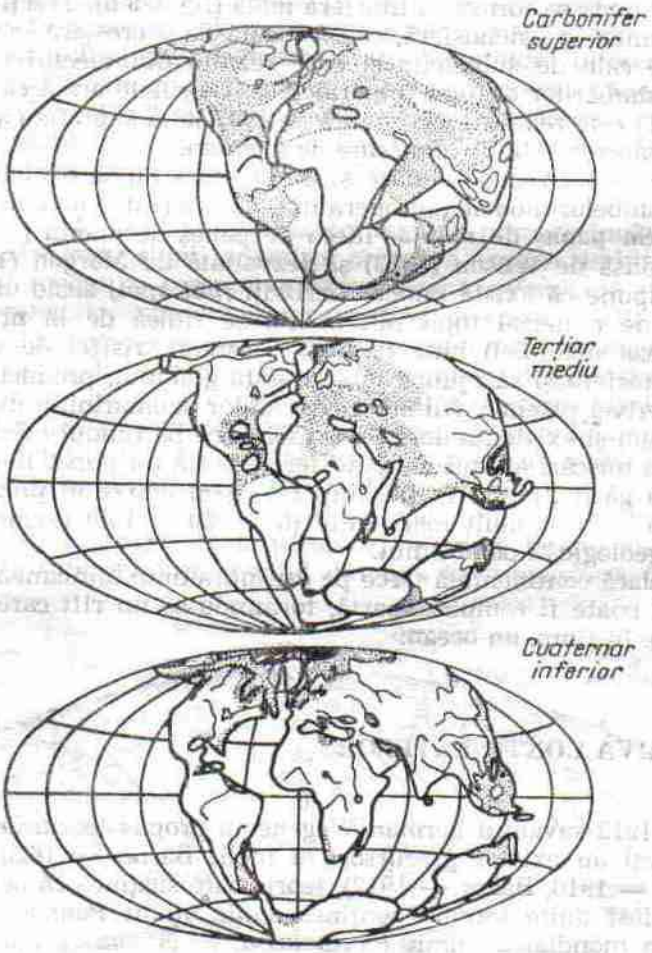


Fig. 9.9 — Deriva continentelor în concepția lui Wegener. Punctat — mări epicontinentale (după Wegener, 1929).

grave privesc efectele pe care ar trebui să le dea alunecarea continentelor dinspre poli spre ecuator, mecanismul formării lanțurilor muntoase și altele. O analiză a criticilor aduse teoriei derivei continentelor este prezentată în lucrarea lui Bleahu (1983).

Astfel, teoria lui Wegener şi-a pierdut interesul în jurul anilor 1930, odată cu moartea autorului ei.

Au existat totuşi mari geologi care au folosit teoria lui Wegener pentru a explica principalele procese tectonice ale globului terestru.

— Argand (1922) explică formarea lanţului alpin prin alunecarea Gondwanei spre Eurasia, avînd drept efect comprimarea sedimentelor mării Tethys.

— Daly (1926) explică deplasarea continentelor prin alunecare gravitaţională, invocînd procese de răcire şi contracţie a scoarţei.

— Du Toit (1927) compară structura Africii cu a Americii de Sud, iar în 1937 dezvoltă teoria derivei continentelor, a cărui mecanism îl reprezintă mişcările convective ale materiei ce au loc într-un substrat plastic aflat imediat sub crusta terestră;

— Molegraaf (1928) emite ipoteza că lanţul de munţi din mijlocul Atlanticului, descoperit de cercetările vasului Meteor, reprezintă o fractură (cicatrice) faţă de care America s-a deplasat spre vest, iar Africa spre est.

— Holmes emite în 1929 „ideea covorului rulant" în oceane, construind într-o serie de lucrări din 1930, 1931, 1945 o imagine dinamică a globului plecînd de la acţiunea unor curenţi de convecţie ce se ridică sub centrul oceanelor şi coboară la contactul ocean-continent. În această mişcare este antrenată şi crusta terestră.

Versiunea modernă a conceptului derivei continentale este legată de lucrările lui Runcorn (1962), Bullard (1964), Blackett et al. (1965), Isacks et al. (1968), Francheteau et al. (1969), Dietz et al. (1969) Knopoff (1969), Maxwell (1969), Oliver et al. (1969), Vine (1969) şi alţii şi el are la bază teoria expansiunii fundului oceanic.

Conceptele şi observaţiile generale care susţin deriva continentelor şi migraţia polilor magnetici se pot grupa în trei categorii: configuraţiile supercontinentului pre-derivă, curbele de migraţie a polilor, asociaţia ciclică a rocilor şi dacă ele au fost produse în timpul perioadelor active sau de liniştе tectonică.

În unele configuraţii pre-derivă, continentele sudice (Africa, Australia, America de Sud, India şi Antarctica) sînt grupate în jurul Antarcticei în timpul Jurasicului (aproximativ 150 milioane de ani) spre a forma Gondwana, iar restul continentelor au fost unite pentru a forma Laurasia. În alte configuraţii (cele mai multe), toate continentele au format un singur supercontinent pre-derivă: *Pangaea*.

Deşi unele concepţii au sugerat că a existat o singură configuraţie a continentelor anterioară unei derive unice şi că a avut loc o singură fragmentare a acestui supercontinent, se acceptă în prezent, prin introducerea ciclului Wilson în 1966, că în istoria geologică a Pămîntului au existat o succesiune de supercontinente care au fost fragmentate şi reunite repetat în diferite configuraţii.

Curbele de migraţie a polilor, realizate pentru Africa, America de Sud şi Australia, au trasee aproape identice. Analiza acestor trasee în timp sugerează rate de derivă continentală de aproximativ 2 cm/an în timpul ultimilor 500 milioane de ani.

O analiză a vîrstelor rocilor sugerează secvențe mai mult sau mai puțin ciclice de perioade active și liniștite tectonic cu perioade de circa 250 la 500 milioane de ani, corespunzătoare erelor tectonice. Episoadele de migrație a polilor și de derivă continentală se corelează cu perioadele active tectonic ale secvențelor ciclice.

Considerînd că în istoria geologică a Pămîntului au existat o serie de episoade de fragmentare și reasamblare, Moores (1970) a sugerat că unele centuri orogenice reprezintă zone de îmbinare (=sutură) ale continentelor separate inițial prin bazine oceanice. El a reconstituit o istorie ipotetică a asamblării și fragmentării continentale, în cadrul căreia au avut loc o serie de evenimente, în următoarea succesiune:

— în Precambrian, continentele dispersate ale sistemului Trans-African—Baikalian au fost asamblate într-un supercontinent pe care l-a denumit Pangaea I;

— în Cambrian are loc fragmentarea supercontinentului Pangaea I în patru „continente": 1 — America de Nord+Europa de la nord-vestul Caledonidelor; 2 — Europa cuprinsă între Caledonide și Urali; 3 — Asia de est, dezvoltată la est de Urali; 4 — Gondwana, care reunea toate continentele sudice;

— în Silurian are loc reasamblarea continentelor de-a lungul suturii Caledonidelor;

— în Carbonifer se produc îmbinări și suturi ale continentelor de-a lungul Appalașilor și Hercinidelor;

— în Permian și Triasic are loc sutura de-a lungul lanțului Urali și formarea supercontinentului Pangaea II;

— în timpul Jurasicului și Cretacicului se produce fragmentarea supercontinentului Pangaea II în Laurasia și Gondwana, de-a lungul oceanului Tethys;

— în Cretacicul superior și Terțiar are loc formarea suturilor de-a lungul Tethysului și fragmentarea Laurasiei și Gondwanei în continentele actuale și formarea oceanului Atlantic.

Numeroasele date de observație, atît de pe continente cît și din zonele oceanice, au permis reconstituirea proceselor de derivă a continentelor din timpul Mezozoicului și pînă în prezent, fiind evidențiate principalele secvențe de riftare, fragmentare, derivă și asamblare în ultimii 200 milioane de ani.

Pornind de la presupunerea că a existat un singur supercontinent, Pangaea, la începutul Mezozoicului (fig. 9.10 *a*), fragmentarea în continentele actuale a început din timpul Triasicului, fiind identificată următoarea succesiune de episoade mai importante, din cadrul cărora menționăm principalele evenimente:

— în timpul Triasicului s-au format următoarele structuri: 1 — riftul din sud-vestul Oceanului Indian care a separat America de Sud și Africa de restul Gondwanei; 2 — o joncțiune în formă de Y a separat India de Antarctica; 3 — un rift independent Nord Atlantic — Marea Caraibelor separă Laurasia (America de Nord și Eurasia) de America de Sud și Africa (fig. 9.10 *b*);

— în Jurasicul inferior: 1 — are loc extinderea spre nord și vest a rifturilor triasice, crescînd în mărime oceanul Atlantic de nord și Oceanul Indian; 2 — un nou rift separă America de Sud de Africa (fig. 9.10 *c*);

— în Cretacic: 1 — riftul Atlanticului de nord crește spre nord, delimitînd zona Grand Banks de marginea vestică a Groenlandei; 2 — Peninsula Iberică s-a rotit senestru, formînd golful Biscaia; 3 — o ramură de

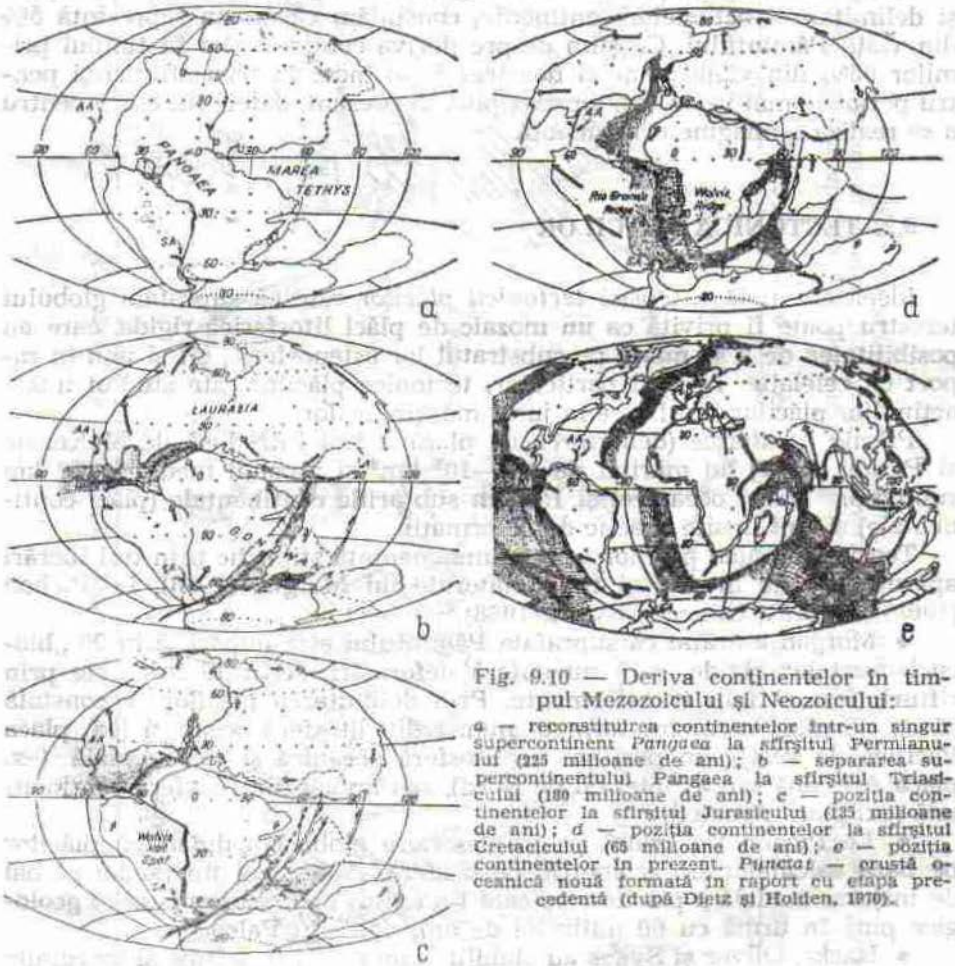


Fig. 9.10 — Deriva continentelor în timpul Mezozoicului și Neozoicului:

a — reconstituirea continentelor într-un singur supercontinent *Pangaea* la sfîrșitul Permianului (225 milioane de ani); *b* — separarea supercontinentului Pangaea la sfîrșitul Triasicului (180 milioane de ani); *c* — poziția continentelor la sfîrșitul Jurasicului (135 milioane de ani); *d* — poziția continentelor la sfîrșitul Cretacicului (65 milioane de ani); *e* — poziția continentelor în prezent. *Punctat* — crustă oceanică nouă formată în raport cu etapa precedentă (după Dietz și Holden, 1970).

rift separă Madagascarul de Africa, aceasta continuîndu-și migrația spre nord; 4 — India își continuă migrația spre nord; 5 — Australia se separă de Antarctica (fig. 9.10 *d*);

— în timpul Cenozoicului: 1 — Antarctica se rotește spre vest; 2 — Australia migrează rapid spre nord; 3 — Noua Zeelandă a fost separată de Australia; 4 — Atlanticul de Nord și Sud continuă să se deschidă;

5 — are loc riftarea Groenlanda — Europa și alunecarea spre est și vest în raport cu riftul central al Atlanticului; 6 — această riftare progresează spre Oceanul Arctic și desparte America de Nord de Eurasia; 7 — Africa se mișcă ușor spre nord și se rotește senestru; 8 — megaforfecarea Tethysului devine dextră; 9 — continentul India intră în coliziune cu Asia (fig. 9.10 *e*).

Dacă analizăm timpul în care s-au produs aceste secvențe de rupere și delimitare a actualelor continente, constatăm că acesta reprezintă 5% din viața Pămîntului. Ce știm despre deriva continentelor în timpul primilor 95% din viața planetei noastre? S-au încercat reconstituiri și pentru perioade mai vechi, dar lipsesc, pînă în prezent, datele necesare pentru a se realiza o imagine concludentă.

9.3. TECTONICA PLĂCILOR

Ideea esențială a teoriei *tectonicii plăcilor* este că suprafața globului terestru poate fi privită ca un mozaic de plăci litosferice rigide, care au posibilitatea de a se mișca pe substratul lor astenosferic, cît și una în raport cu celelalte. În mod particular, tectonica plăcilor este studiul interacțiunilor plăcilor litosferice în jurul marginilor lor.

Plăcile litosferice (denumirea de placă a fost introdusă de McKenzie și Parker, 1967) au mărimi de 10^4—10^8 km^2 și grosimi medii de 70 km sub oceane (plăci oceanice) și 150 km sub ariile continentale (plăci continentale) și sînt lipsite practic de deformații.

Teoria tectonicii plăcilor a fost fundamentată științific prin trei lucrări apărute practic în același timp, datorate lui Morgan (1968), Le Pichon (1968) și Isacks, Oliver și Sykes (1968).

• Morgan a arătat că suprafața Pămîntului este împărțită în 20 „blocuri crustale" rigide, care nu suferă deformări, separate între ele prin rifturi, fose și falii transformante. Prin delimitarea plăcilor se constată că există plăci care sînt formate numai din litosferă oceanică (ex. placa Pacifică de vest), din porțiuni de litosferă oceanică și continentală (ex. placa Africană sau a Americii de Nord), sau numai din litosferă continentală (ex. placa Arabiei).

• Le Pichon realizează prima descriere globală a dinamicii plăcilor pe baza calculelor de geometrie pe o sferă. A realizat un model global de mișcare actuală a plăcilor, pe care l-a extins apoi asupra istoriei geologice pînă în urmă cu 60 milioane de ani, adică în Paleocen.

• Isacks, Oliver și Sykes au stabilit legătura între seisme și marginile de placă, arătînd că în zonele de expansiune și pe faliile transformante iau naștere numai cutremure de mică adîncime, iar în zonele de subducție, acolo unde o placă se afundă sub altă placă, pot să se producă atît cutremure de mică adîncime, cît și de adîncime medie sau mare (pînă la 700 km). Aceste cutremure se dispun pe suprafețe înclinate, cunoscute sub numele de „plane Benioff" sau mai recent „plane Benioff-Wadati", în lungul cărora o placă litosferică se afundă în astenosferă.

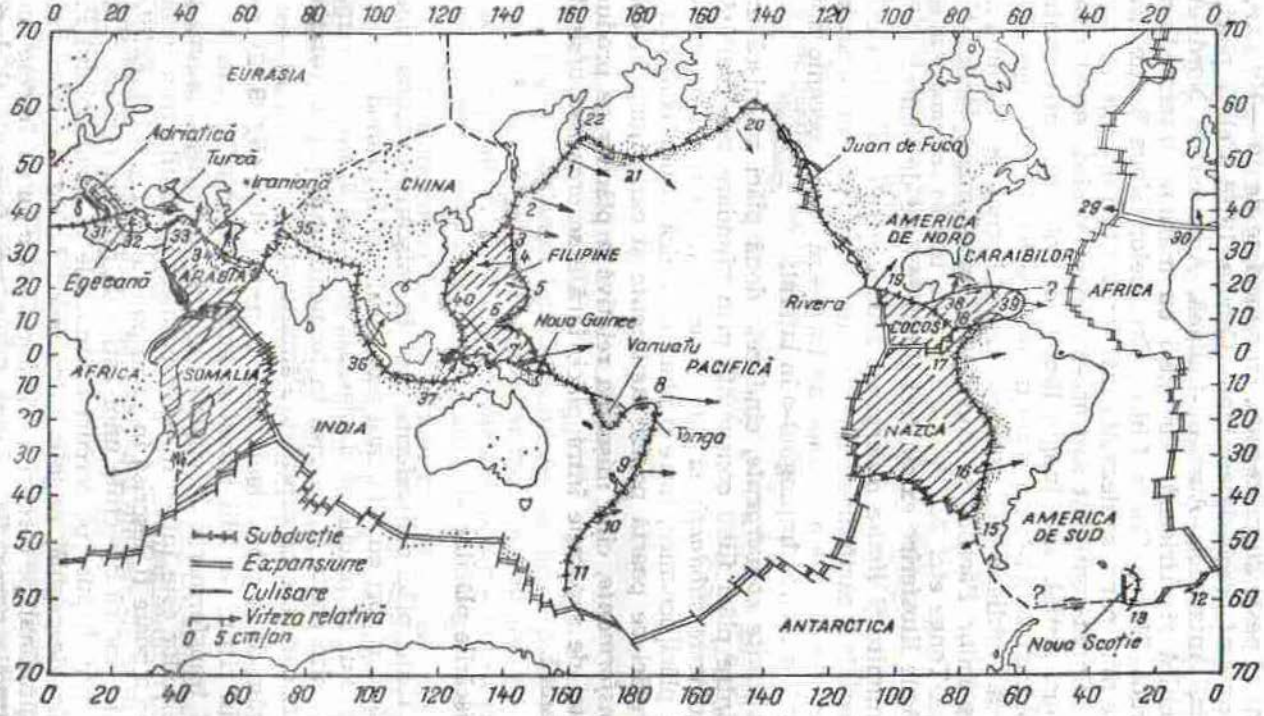


Fig. 9.11 — Harta plăcilor litosferice actuale arătînd vectorii de mișcare relativă proporționali cu viteza de mișcare (cu numere de la 1 la 39). Plăcile hașurate nu au fost luate în calcul cinematic. Puncte dese = =zonele seismice (după Le Pichon et al., 1973).

Se acceptă în prezent că globul terestru este acoperit de 7 plăci majore, cu suprafețe de 10^7—10^8 km^2, 8 plăci intermediare, cu suprafețe între 10^6—10^7 km^2 și peste 20 plăci mici, cu suprafețe de 10^5—10^6 km^2, dintre care multe nu sînt precis determinate (Condie, 1976). Cele 7 plăci majore sînt: Eurasia, Antarctica, Australo-Indiană, America de Nord, America de Sud, Pacifică și Africană, iar plăci cu mărime intermediară sînt: Filipine, Arabă, Nazca, Cocos, China, Caraibelor, Noua Scoție, Iran (fig. 9.11). Plăcile mici par a se dezvolta mai frecvent în apropierea zonelor de coliziune continent-continent sau arc-continent și sînt caracterizate prin mișcări rapide. Astfel, de-a lungul limitei de coliziune între continentele Eurasia și Africa se găsesc o serie de microplăci: Turcă, Egeană, Adriatică, Euxinică, Apuliană etc., sau de-a lungul limitei de coliziune arc-continent ale plăcilor Pacifică și Australo-Indiană, microplăcile: Vanuatu, Noua Guinee, Tonga etc.

Între plăcile litosferice există trei tipuri majore de limite:

rifturi (numite și *limite divergente* sau *de acrețiune*), cînd cele două plăci se mișcă îndepărtîndu-se una de alta. Astfel de limite se întîlnesc pe dorsalele medio-oceanice unde se formează fund oceanic nou ce se alipește plăcii existente, împingînd-o în lateral;

fose sau *limite convergente*, cînd cele două plăci se mișcă una spre alta, una dintre plăci fiind consumată prin afundare sub cealaltă. Acest proces se numește *subducție* și este caracteristic contactelor convergente dintre două plăci oceanice, între o placă oceanică și una continentală sau între două plăci ce poartă pe ele continente și care ajung în coliziune;

falii transformante, cînd mișcarea relativă a plăcilor se produce de-a lungul limitei de separație între plăci, fără a se crea sau a se distruge scoarța oceanică.

9.3.1. Mișcările plăcilor

Întrucît toate plăcile litosferice sînt în mișcare, mișcarea unei plăci este descrisă în raport cu alta care este considerată, în mod arbitrar, fixă. Datorită faptului că plăcile se deplasează pe o sferă, mișcarea unei plăci în raport cu alta poate fi descrisă în termenii unui pol de rotație plasat într-un punct oarecare pe suprafața Pămîntului.

Considerăm două plăci rigide *A* și *B* pe un glob (fig. 9.12), care sînt separate prin rifturi și falii transformante la o limită și prin fose oceanice și falii transformante la cealaltă limită. Geometric singura mișcare posibilă a plăcilor este într-o direcție paralelă cu faliile transformante și astfel mișcarea poate fi descrisă în jurul polului *P* (fig. 9.12). *Faliile transformante*, care indică direcțiile unor astfel de mișcări relative dintre plăcile *A* și *B*, sînt dispuse pe cercuri latitudinale în jurul polului *P*. *Rifturile*, care fac, de regulă, unghiuri drepte cu faliile transformante, sînt dispuse longitudinal, pe cercuri meridiane. *Fosele* nu au, în cele mai multe cazuri, o direcție perpendiculară pe faliile transformante și deci nu au poziție meridiană.

Mișcarea dintre două plăci poate fi descrisă prin polii relativi de rotație a plăcilor și viteza unghiulară de mișcare relativă.

Privind fig. 9.12, se observă că direcția posibilă a mișcării unei plăci este paralelă la faliile transformante, iar viteza mișcării relative dintre două plăci (adică viteza de expansiune a fundului oceanic și viteza de

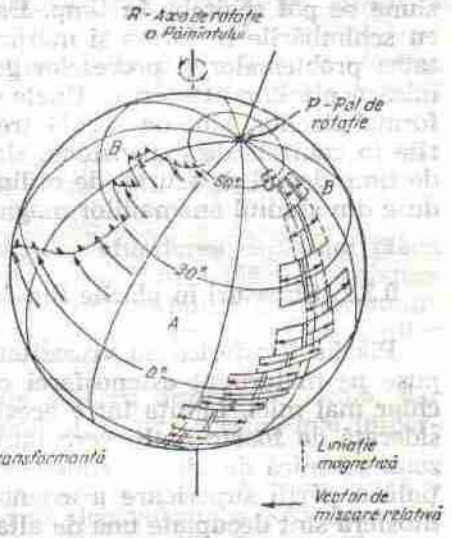


Fig. 9.12 — Rotația plăcilor rigide pe o sferă. Limitele plăcilor sînt dorsală în expansiune cu falii transformante și fose cu falii transformante. *P* — polul mișcării relative dintre plăcile *A* și *B*. Rata de expansiune este proporțională cu lungimea fiecărei săgeți, iar mișcarea relativă este paralelă la faliile transformante.

subducție) sînt reprezentate prin lungimile săgeților, acestea crescînd pe măsura creșterii distanței față de polul de mișcare a plăcilor. Viteza relativă de mișcare este proporțională cu cosinusul unghiului latitudinii, ea fiind zero la polul *P*, și va avea o valoare maximă (adică rata maximă a expansiunii sau subducției) la o distanță de 90° de polul *P*.

În conformitate cu teoria expansiunii fundului oceanic, rata de expansiune poate fi determinată prin lățimea fișiilor magnetizate. Astfel, teoretic, polul de rotație dintre două plăci poate fi estimat prin distribuția lățimii fișiilor magnetice. Cu alte cuvinte, polul poate fi determinat independent de distribuția direcțiilor faliilor transformante sau de datele seismice. Benzile de roci magnetizate sînt paralele cu meridianele și ele descresc în lățime spre polul de rotație, astfel încît viteza de expansiune descrește și ea (fig. 9.12).

Zonele de subducție nefiind orientate paralel cu meridianele, mișcarea plăcilor în cadrul lor poate varia de la un maximum, cînd direcția de convergență este normală la fosă, pînă la o mișcare de transformare pură, cînd direcția de convergență este aproape paralelă la direcția fosei.

Le Pichon (1968) a calculat polii relativi de rotație atît prin metoda liniațiilor magnetice, cît și a faliilor transformante, inițial pentru 6 plăci majore (Africa, America, Pacific, India, Antarctica și Eurasia) ai căror poli de rotație au fost determinați în Pacificul de sud, Atlantic, Pacificul

de nord, Oceanul Indian și Oceanul Arctic. Ulterior, el a extins determinările pe un model cu 12 plăci litosferice cărora le-a stabilit vectorii mișcărilor instantanee de rotație pentru perechi de plăci alăturate, precum și mișcările diferențiale între plăci unde are loc un proces de subducție (fig. 9.11, Le Pichon et al. 1973).

Polii de rotație (și deci direcțiile de expansiune) și ratele de expansiune se pot schimba în timp. Dacă gîndim aceste schimbări în corelație cu schimbările în forma și mărimea plăcilor în timp, realizăm complexitatea problemelor și proceselor geologice pe care le ridică evoluția dinamică a plăcilor litosferice. Unele schimbări, cum ar fi cele în mărimea și forma plăcilor, sînt de regulă treptate, iar altele, așa cum sînt alunecările în centrele de expansiune, sînt rapide și se pot dezvolta pe perioade de timp destul de scurte, de ordinul 10^5—10^6 ani, așa cum au fost ele deduse din studiul anomaliilor magnetice.

9.3.2. Stressuri în plăcile litosferice

Plăcile litosferice au viscozitate mare, depășind 10^{23} poise și sînt dispuse pe materialul astenosferei cu viscozități estimate la 10^{21} poise sau chiar mai mici. Limita între aceste două condiții de viscozitate este considerată de foarte mulți cercetători ca fiind tranșantă. În multe modele, zona seismică de viteze reduse este interpretată ca o zonă de topire parțială a părții superioare a astenosferei și se apreciază că astenosfera și litosfera sînt decuplate una de alta.

Mecanismele sursă ale cutremurelor intraplacă arată că litosfera este fie intim cuplată, fie complet decuplată de astenosferă. Există părerea, aproape generală, că plăcile se mișcă prin acțiunea forțelor care sînt în interiorul lor și numai inițierea mișcării este legată de forțe din afara litosferei (curenți de convecție, panașe de manta).

Forțele care acționează asupra plăcilor litosferice induc în acestea sisteme de stress, pe care Bott și Kusznir (1984) le-au împărțit convențional în două categorii principale:

1) sisteme de stress *regenerabile* sînt cele care persistă în litosferă ca rezultat al acțiunii continui sau aplicării repetate a forțelor pe limitele plăcilor;

2) sisteme de stress *neregenerabile* provocate de forțe cu acțiune limitată în timp și care au dezvoltare locală.

• Forțele care produc stressuri regenerabile sînt orientate astfel încît produc mișcarea plăcilor, trebuind totodată să învingă o serie de forțe care opun rezistență la mișcare; ele sînt următoarele:

— forța de împingere de la rift, care acționează în sensul separării plăcilor și cauzează compresiune laterală. Ea rezultă din ridicarea dorsalei în expansiune în raport cu fundul oceanului înconjurător. Această forță induce stressuri de 20—30 MPa;

— forța de tracțiune a plăcii în subducție, care acționează pe placa ce se subduce ca rezultat al forței de flotabilitate negativă a litosferei ce

se afundă în astenosferă. Este apreciată ca fiind mai mare decît forța de împingere de la rift, ea trebuind să contracareze rezistențele produse prin afundarea plăcii, arcuirea în jos și coliziunea celor două plăci;

— forța de sucțiune a fosei, ce acționează la marginile convergente pe placa de deasupra, este produsă de lipsa unui suport al plăcii. Produce o tensiune în jur de 20 MPa cu acțiune transversală pe grosimea litosferei;

— forța de rezistență la tîrîre, cu acțiune la baza litosferei ca efect al alunecării plăcii pe suportul astenosferic și care induce un stress de sens opus mișcării plăcii;

— forța de flotabilitate a litosferei care se afundă vertical în astenosferă din cauza diferenței de densitate și care este dependentă de răcirea litosferei;

— alte forțe de rezistență ce se nasc din afundarea capătului plăcii litosferice în subducție (rezistența la înaintare a frunții plăcii în subducție) și arcuirea sa în jos, rezistența la mișcarea pe faliile transformante, rezistența la mișcarea plăcii supraîncălecate în vecinătatea marginilor convergente.

• Sistemele de stress neregenerabile sînt cu dezvoltare locală, dar ele pot deveni dominante în anumite condiții; dintre acestea mai importante sînt:

— stressuri flexurale, generate de încărcarea verticală neuniformă a litosferei prin acumularea produselor erupțiilor vulcanice, sedimente pe marginile pasive, construcții recifale etc. Flexura litosferei produce o compresiune orizontală pe partea concavă și o tensiune pe cea convexă. Walcott (1970) arată că se pot dezvolta stressuri de pînă la 500 MPa sub o încărcătură sedimentară a unei delte mari;

— stressuri ale „membranei" (*membrane stress* — Oxburgh și Turcotte, 1974) sînt produse de schimbările în raza de curbură a unei plăci, prin mișcarea ei spre ecuator sau spre pol. Dacă o placă migrează de la ecuator la pol ea este supusă la compresiune pe partea internă a ei și la tensiune în exterior, iar dacă mișcarea este de la pol la ecuator, placa este supusă la tensiune în interior și la compresiune în exterior. Valoarea acestui stress a fost aproximat în jur de 100 MPa;

— stressuri termale, care iau naștere datorită variațiilor de temperatură legate mai ales de procesul de răcire a litosferei oceanice nou formate. Turcotte (1974) a apreciat un astfel de stress la valori de pînă la 400 MPa;

— stressuri induse prin schimbări de fază ale mineralelor litosferei, legate de procesul de subducție, care conduc la schimbări importante de volum.

Mai sînt citate și alte posibile stressuri, legate de procesul de eroziune (care pot induce stressuri regionale sau locale importante pentru formarea faliilor și fisurilor) sau de acțiunea mareelor terestre, acestea fiind însă de valoare redusă pentru procesul general al mișcării și evoluției plăcilor litosferice.

9.4. PROCESE TECTONICE DIN ZONELE DE SUBDUCȚIE

Subducția reprezintă procesul prin care are loc consumarea, adică distrugerea litosferei oceanice prin afundarea sa în astenosferă. Este cel mai semnificativ și complex fenomen al tectonicii globale; prin subducție se explică ce s-a întîmplat cu litosfera veche și ce procese geologice au loc la suprafața Pămîntului. Cei mai mulți dintre vulcanii și cutremurele active din lume (toate cutremurele cu focar adînc și intermediar) sînt asociate cu descendența plăcilor litosferice. Lanțurile de arcuri insulare, fosele oceanice și majoritatea lanțurilor muntoase sînt rezultate ale convergenței și subducției plăcilor.

Cînd două plăci converg una spre alta, o placă oceanică se îndoaie și intră sub o placă continentală mai groasă și mai stabilă sau sub o altă placă oceanică, linia subducției inițiale fiind marcată printr-o fosă oceanică. La început unghiul de descendență a plăcii este mic și devine treptat din ce în ce mai mare pînă la înclinări de 60—70°.

9.4.1. Morfostructura zonelor de subducție

Zonele de subducție sau cu un termen mai larg, *marginile continentale active*, sînt împărțite în două tipuri majore (Uyeda și Kanamori, 1979):

— arc continental format atunci cînd o placă oceanică este subdusă sub o placă continentală (ex. marginea de est a Pacificului);

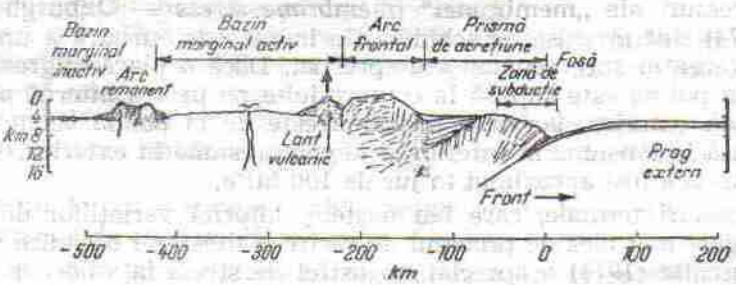


Fig. 9.13 — Secțiune transversală printr-o zonă de subducție de tip arc insular, cu indicarea unităților morfo-structurale (după Karig, 1976).

— arc insular format la convergența a două plăci oceanice și care este despărțit de continent printr-un bazin marginal.

În cadrul unei zone de subducție de tip arc insular (cu o complexitate mai ridicată decît arcul continental) se pot identifica următoarele domenii morfostructurale (fig. 9.13):

Pragul extern (=bombament extern) corespunde cu o deformație cu rază mare de curbură a plăcii oceanice plonjante, ridicată cu 200—400 m în raport cu relieful înconjurător.

Fosa oceanică are lățimi în jur de 100 km, adîncimi de 2—4 km în raport cu bazinul oceanic și lungimi de ordinul sutelor-miilor de kilometri (ex. fosa Tonga-Kermadec, 700 km; fosa Peru—Chile, 4 500 km). Flancurile sînt asimetrice; cel extern este slab înclinat, 2—5°, iar cel intern mai înclinat, 10—20°.

Prisma de acrețiune este o masă complexă de roci sedimentare, metamorfice și eruptive ce formează complexul de subducție. Acesta are o structură complicată tectonic, formată din pachete de roci separate prin încălecări, structurile fiind din ce în ce mai noi spre exterior.

Bazinul prearc sau *bazinul frontal* se formează în partea posterioară a prismei de acrețiune, în cadrul lui acumulîndu-se sedimente (în special turbidite formate pe seama eroziunii arcului vulcanic) nedeformate și nemetamorfozate, avînd de obicei o poziție discordantă pe formațiunile prismei de acrețiune.

Arcul vulcanic (=arc insular intern) are în alcătuire un *arc frontal* format din produse vulcanice vechi, reprezentînd partea cea mai veche la baza căreia a început subducția inițială, și *lanțul vulcanic* (=arcul magmatic) în cadrul căruia sînt vulcani activi. Limita zonei vulcanilor activi de la marginea fosei se numește *front vulcanic* și acesta corespunde cu ceea ce în geologia clasică era definită „linia andezitică".

Bazinul marginal activ, situat în spatele arcului insular, este o zonă de expansiune secundară, cu crustă oceanică, în cadrul căruia se acumulează sedimente relativ groase.

Arcul remanent reprezintă un vechi arc vulcanic devenit inactiv, de cele mai multe ori submers, și care indică migrația spre ocean a procesului de subducție.

Bazinul marginal inactiv este un vechi bazin marginal în care expansiunea a încetat, fiind aproape umplut cu sedimente. Face legătura cu continentul.

Această schemă este completă, nefiind însă obligatoriu ca toate ansamblurile morfo-structurale să se găsească într-o margine continentală activă, unele elemente putînd lipsi.

Criteriul de clasificare utilizat de Uyeda și Kanamori (1979) și reluat ulterior de Uyeda (1982) este prezența sau absența bazinelor marginale în spatele arcurilor, precum și trăsăturile evolutive ale acestora, ceea ce a permis evidențierea a două modele esențiale de subducție: arc continental și arc insular.

Arcul continental nu are bazin marginal, formîndu-se atunci cînd o placă oceanică se afundă sub o placă continentală, planul de subducție (planul Benioff-Wadati) fiind slab înclinat (fig. 9.14, *a*). Acest tip de subducție, denumit **tip Chile** este caracteristic marginii continentale

pacifice a Americii de Nord și Sud. Regimul de stress al acestor arcuri este compresional și se dezvoltă o frictiune importantă între placa subdusă și placa supraîncălecată, ceea ce are drept consecință producerea, în aceste zone, a cutremurelor cu magnitudine mai mare de 8. Din cauza compresiunii ridicate între plăci, sedimentele oceanice sînt răzuite de pe placa descendentă și se acumulează sub formă de prisme de acrețiune bine dezvoltate.

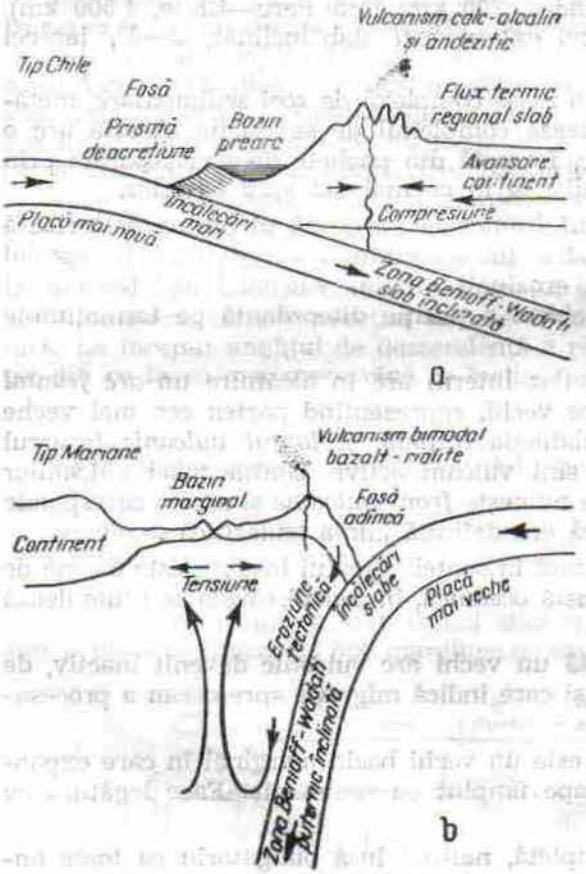


Fig. 9.14 — Modelele fundamentale ale zonelor de subducție:

a — arc continental (tip Chile); *b* — arc insular (tip Mariane) (după Uyeda, 1982).

Arcul insular are bazin marginal între el și continent (fig. 9.14 *b*) și se caracterizează prin: înclinare mare a planului Benioff-Wadati; placa descendentă este practic decuplată în mod evident de placa de deasupra, producînd antrenarea sedimentelor oceanice în adîncime (subducția sedimentelor) însoțită de eroziune de subducție la baza plăcii superioare; bazinul marginal este format datorită instalării unei celule de convecție locală, care produce tensiune în placa supraîncălecată, care se sparge favorizînd expansiunea; bazinul marginal poate fi inactiv atunci cînd stressul general în placa supraîncălecată este compresiv sau activ cînd stressul este tensiv.

9.4.2. Procese tectonice necolizionale

Procesele tectonice asociate subducției influențează sau controlează evoluția structurală și stratigrafică a marginilor oceanice subîncălecate. Acestea includ procesele de coliziune lentă cauzate de contactul convergent al plăcilor sau microplăcilor crustale groase, continentale, și procesele necolizionale legate de subducția crustei oceanice relativ subțire sub crusta mai groasă a marginilor continentale.

Procesele de subducție de tip necolizional afectează formarea și deformarea maselor mari sedimentare la marginile subîncălecate. Pentru înte-

legerea acestor procese este necesară precizarea unor concepte și anume: acrețiune de subducție (=subduction accretion), subducția sedimentelor (=sediment subduction), eroziune de subducție (subduction erosion) și cutarea și deformarea internă de subducție (subduction kneading; structural infolding) (Scholl et al., 1980).

Acrețiunea de subducție. Acest termen descrie alipirea mecanică a maselor de sedimente și roci la frontul părții mai vechi a marginii continentului sau arcului insular, în timpul procesului de subducție. Masa de roci formată se adaugă la volumul marginii și cauzează avansarea spre ocean a regiunii frontale. Scholl et al. (1980) descriu două tipuri de acrețiune de subducție: prin răzuire *(offscraping)* și laterală.

• Acrețiunea prin răzuire descrie îndepărtarea de pe suprafața litosferei oceanice subduse a depozitelor sedimentare și alipirea lor mecanică la marginea plăcii supraîncălecate (fig. 9.15). Depozitele oceanice sînt strate oceanice ce se acumulează în fose sau pe crusta oceanică din apropierea fosei. Procesul de acreționare produce o îngroșare și ridicare a maselor de roci răzuite, formînd o prismă de acrețiune în fruntea marginii plăcii supraîncălecate; acest proces controlează localizarea și evoluția bazinelor prearc (fig. 9.15 *a*). Forma și structura prismei de acrețiune depinde de grosimea depozitelor răzuite (fig. 9.15).

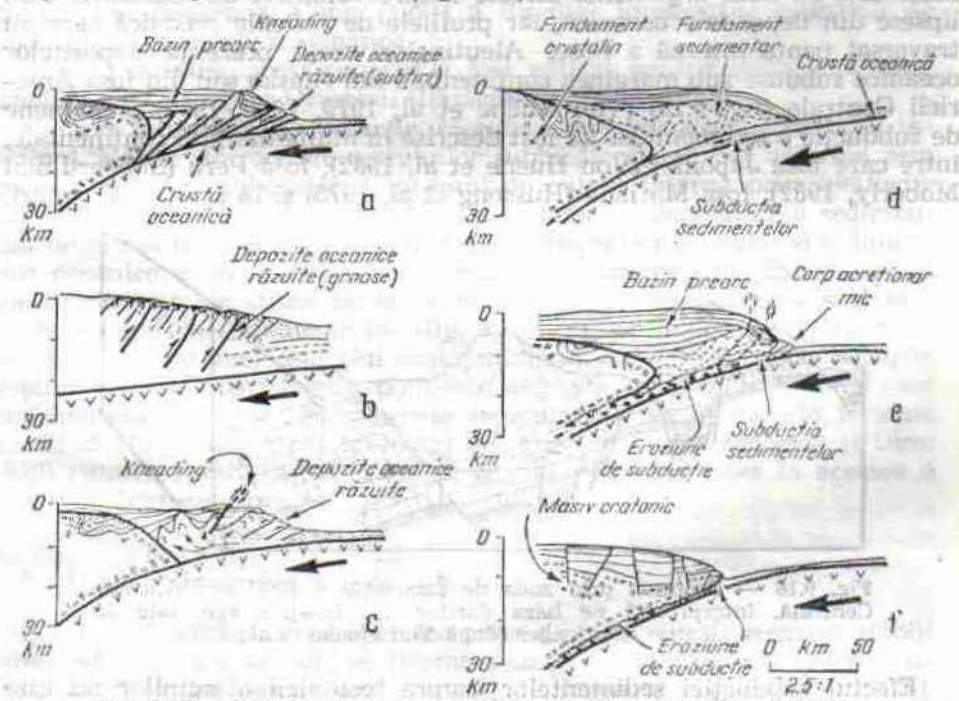


Fig. 9.15 — Procese tectonice necolizionale din zonele de subducție:
a — acrețiune de subducție prin răzuire a depozitelor oceanice subțiri; *b* — acrețiune de subducție prin răzuire a depozitelor oceanice groase; *c* — acrețiune de subducție și cutare internă de subducție; *d* — subducția sedimentelor; *e* — subducția sedimentelor și eroziune de subducție; *f* — eroziune de subducție (după Scholl et al., 1980).

• Corpuri sedimentare groase şi cu extensiune regională se pot forma în faţa marginilor subîncălecate oblic prin acreţiune tectonică laterală. Se consideră că subîncălecarea oblică produce falii longitudinale faţă de marginea oceanică de-a lungul cărora pot fi transportate mase de roci ce ajung juxtapuse, fără să existe între aceste depozite legături genetice. Acreţiunea laterală diferă de acreţiunea prin răzuire prin aceea că nu cuprinde transferul tectonic al sedimentelor şi rocilor de pe placa oceanică în subducţie la marginea plăcii supraîncălecate.

Ambele procese sînt aspecte ale acreţiunii de subducţie şi produc creşterea în volum a marginilor supraîncălecate şi avansarea lor spre ocean.

Subducţia sedimentelor. Este un concept care descrie afundarea subcrustală, prin subducţie, a depozitelor sedimentare de pe o placă oceanică sub marginea unui continent sau a unui arc insular (fig. 9.15 *d*, *f*). Subducţia sedimentelor la marginile oceanelor a fost sugerată de Coats (1962) care a gîndit acest proces în legătură cu magmatismul arcurilor insulare. Ideea a fost larg dezvoltată de Gilluly (1963, 1969, 1973), care a prezentat argumente în favoarea subducţiei sedimentelor bazate pe volumele necompensate în bugetele sedimentare la scară regională.

Forajele executate de pe nava Glomar Challenger pe marginile subîncălecate au adus argumente directe despre volumele de sedimente care lipsesc din depozitele oceanice, iar profilele de reflexie seismică care au traversat panta internă a Fosei Aleutinelor arată prezenţa depozitelor oceanice subduse sub marginea continentală din Alaska sau din fosa Americii Centrale (fig. 9.16) (Von Huene et al, 1979, 1980, 1983). Fenomene de subducţie a sedimentelor au fost descrise în multe margini continentale, între care fosa Japoniei (Von Huene et al, 1982), fosa Peru (Sheperd and Moberly, 1982), fosa Mariane (Hussong et al, 1978) şi în multe alte locuri.

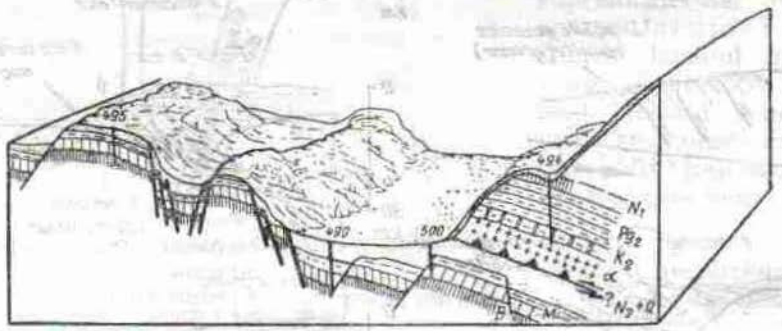


Fig. 9.16 — Secţiune prin zona de subducţie a fosei din America Centrală, interpretată pe baza datelor din forajele executate de nava Glomar Challenger (după Von Huene et al., 1980).

Efectul subducţiei sedimentelor asupra tectonicii marginilor nu este încă bine cunoscut el nefiind deocamdată documentat prin observaţii. Unde sedimentele sînt subduse se pare că volumul apei intergranulare afectează decuplarea plăcilor sub şi supraîncălecate.

Eroziunea de subducție. Este un tip de eroziune tectonică ce se produce la o margine subîncălecată și constă dintr-o serie de procese care produc ruperea și desprinderea unor fragmente din rocile marginii continentale sau ale prismei de acrețiune și antrenarea acestora în adîncime pe planul de subducție. Este cauzată de litosfera oceanică în descendență, care antrenează porțiuni din sedimentele deja formate, producînd totodată avansarea spre țărm a fosei oceanice.

Se poate dezvolta în partea frontală a marginii supraîncălecate, unde prin avansarea eroziunii de subducție se ajunge uneori ca în peretele intern al fosei să fie scoase rocile vechi ale fundamentului (fig. 9.15 *f*). De asemenea se poate dezvolta de-a lungul suprafeței de subducție (subîncălecare) producînd, prin trunchiere structurală, subțierea bazei marginii supraîncălecate (fig. 9.15 *e*). Fragmentele erodate sînt subduse și antrenate în adîncime, uneori fiind încorporate în procesele magmatice.

Conceptul eroziunii de subsuprafață indusă tectonic a fost sugerat încă din 1966 de Van Bemmelen pentru centurile orogenice, iar pentru marginile oceanice de Gilluly (1969). După 1970, conceptul a fost aplicat pentru explicarea unor probleme structurale regionale, în special de trunchiere geologică a marginilor subîncălecate din Japonia de nord, munții de coastă din California, precum și din zonele de coastă ale lanțului Chilian. De asemenea, Cann (1971) a discutat implicațiile eroziunii de subducție în procesele magmatice.

În țara noastră, acest concept a fost aplicat pentru explicarea unor structuri ale Carpaților Orientali (Lăzărescu și Dinu, 1983).

Cutarea internă prin subducție (=*subduction kneading, structural infolding*). Masele de roci ale marginilor subîncălecate se pot deforma prin procese legate de subducție. Conceptul de cutare internă prin subducție definește încorporarea structurală a secvențelor de depozitare a sedimentelor de șelf și taluz continental în masele adiacente ale rocilor și sedimentelor oceanice acreționate tectonic. Prin acest proces sînt juxtapuse sau amestecate tectonic strate oceanice răzuite de pe placa oceanică și secvențe de depozite formate în loc (fig. 9.15 *a*, *c*). Profilele de reflexie seismică realizate pe unele margini continentale moderne evidențiază depozite de taluz care sînt parțial încorporate în depozite acreționate tectonic care stau dedesubt, fie sînt subîncălecate structural de strate răzuite tectonic (Scholl et al., 1980). Printr-un astfel de proces explică Lăzărescu și Dinu (1983) cutarea internă a stratelor de Sinaia și încorporarea în acestea a unor roci alohtone.

9.4.3. Dinamica procesului de subducție

Din înregistrările distribuției focarelor de cutremure s-a putut stabili forma plăcilor care se subduc (forma planelor Benioff-Wadati) în adîncime, stabilindu-se cinci tipuri majore ale formelor acestora (fig. 9.17), descrise de Toksöz (1975):

— tipul *A* reprezintă tipul ideal, fără complicații majore, fiind întîlnit sub fosele Honshu, Kurile și Tonga-Kermadec;

— tipul *B*, în care placa descendentă nu atinge adîncimea de 700 km întrucît procesul nu este complet, subducția fiind relativ tînără. Este caracteristic foselor din vestul Americii Centrale, Aleutine și Sumatra;

— tipul *C*, în care, din cauza subducției lente, placa poate fi asimilată în astenosferă fără a atinge adîncimea de 700 km, așa cum se întîmplă sub fosa egeeană, unde placa Africană se afundă sub cea Eurasiatică;

— tipul *D*, în formă de S, în care placa are o înclinare mică la început, apoi o înclinare mare de 45—60°, pentru a-și reduce din nou înclinarea la circa 500 km adîncime. Exemplu tipic este fosa Vanuatu din Pacificul de sud;

— tipul *E*, căruia nu i s-a putut stabili complet geometria întrucît sînt înregistrate numai cutremure de mică sau de mare adîncime (cele intermediare lipsesc), ceea ce a sugerat existența unei zone fără stress sau probabil o zonă de rupturi a plăcii. Exemplul citat este fosa Peru-Chile.

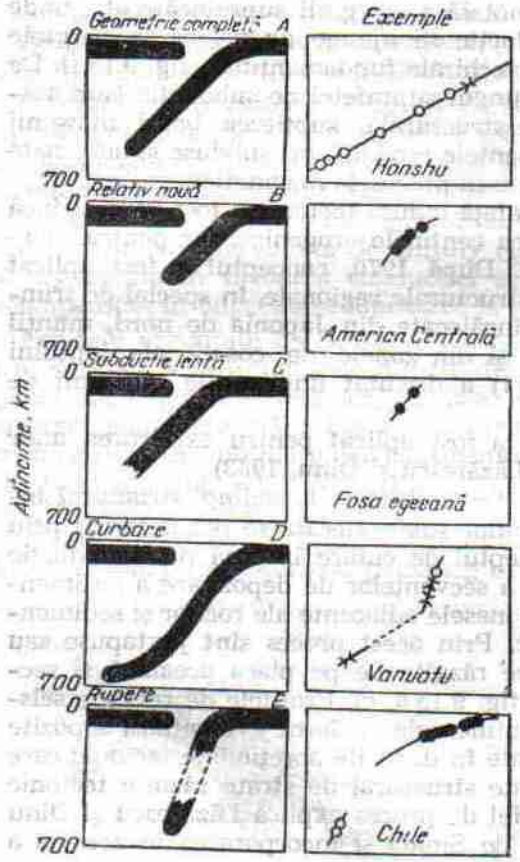


Fig. 9.17 — Tipurile majore de forme ale plăcilor în subducție, cu exemple (după Toksöz, 1975).

Din tipurile discutate rezultă diversitatea modelelor oferite de forma planului Benioff-Wadati, deduse din pozițiile hipocentrelor.

Pe baza modelelor de subducție descrise au fost imaginate mai multe mecanisme privind dinamica litosferei în procesul de subducție, toate pornind de la ideea existenței unei continuități a plăcii în adîncime, diferind numai forma acesteia. De altfel, marea majoritate a modelelor care descriu un proces de subducție pornesc de la ideea existenței continuității plăcii care se curbează pentru a plonja în astenosferă (vezi Bleahu, 1983).

O altă imagine a subducției plăcii litosferice este oferită de modelul propus de Freund, Kosloff și Matthews (1980), care presupun că placa în subducție nu se curbează ci se rupe succesiv astfel încît se formează un teanc de plăci înguste dispuse pe verticală una peste alta dar decalate în

spațiu, ceea ce creează o imagine de plan înclinat (fig. 9.18). Autorii discută două cazuri posibile:

1. Placa ce se subduce este oceanică și cea de deasupra poartă un continent (subducție de tip andin) (fig. 9.18 *a*). Placa oceanică se îndoaie și din ea se rupe un bloc care coboară vertical exercitînd o tracțiune asupra plăcilor adiacente. Placa continentală avînd o flotabilitate mai ridicată

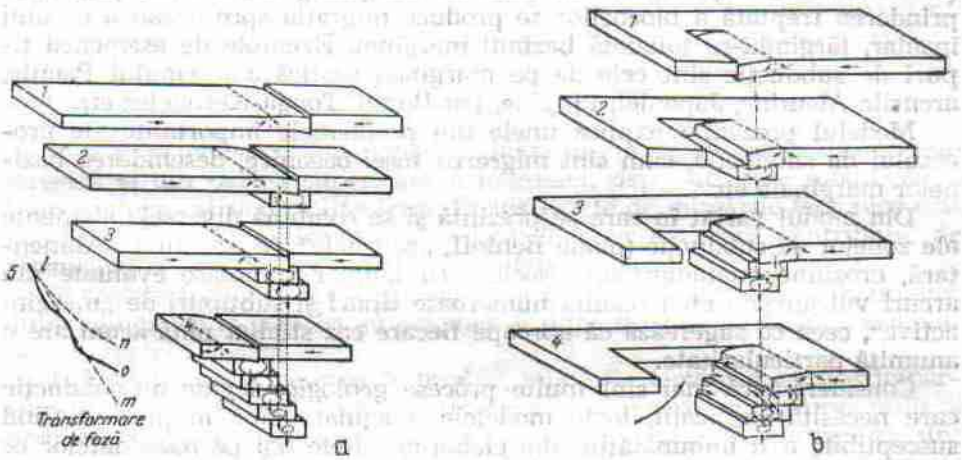


Fig. 9.18 — Formarea zonelor de subducție prin ruperea succesivă a blocurilor din placa inferioară și coborîrea lor verticală:
a — subducția de tip andin; *b* — subducție de tip arc insular cu formarea unui bazin marginal (după Freund et al., 1980).

rămîne la suprafață, cea oceanică se îndoaie din nou și iar se rupe un bloc. Depresiunea creată prin coborîrea blocului constituie fosa și ea se deplasează progresiv spre ocean pe măsură ce noi blocuri se rup iar placa ce poartă continentul avansează progresiv avînd tendința de a închide depresiunea. Se creează astfel o succesiune de blocuri cu poziție orizontală, decalate însă în spațiu, a căror înfășurătoare este planul de subducție de tip Benioff. Înclinarea plăcii subduse poate fi diferită, depinzînd de viteza de rupere a blocurilor, de viteza de coborîre pe verticală a acestora, precum și de alți factori, cum ar fi topirea parțială a blocurilor mai coborîte care-și micșorează treptat volumul, transformările mineralogice de fază etc. În fig. 9.18 *a*, la punctul *5* este figurată linia normală *l—m* a înfășurătorii, care se modifică în linia *l—n* prin topirea parțială a blocurilor, sau devine de forma liniei *l—o* prin transformarea de fază. Un exemplu de acest tip de subducție îl constituie zona Pacificului de est, care a dus la formarea Anzilor.

2. Subducția are loc între două plăci oceanice de dimensiuni mari și care alunecă foarte încet pe orizontală, astfel încît nu pot închide depresiunea creată prin coborîrea primului bloc (fig. 9.18 *b*, pozițiile *1, 2*). Procesul continuă prin împingerea plăcii de la rift și se vor rupe în con-

tinuare al doilea și al treilea bloc care coboară pe verticală dînd o zonă de subducție.

Depresiunea formată va fi umplută cu material din manta, ce va conduce la formarea unei noi litosfere oceanice în bazinele marginale. Din materialul desprins din blocurile ce se rup, prin topire și ieșire la suprafață, se formează un arc insular care este împins permanent spre fosă (de centrul de expansiune din bazinul marginal), astfel încît prin desprinderea treptată a blocurilor se produce migrația spre ocean a arcului insular, lărgindu-se totodată bazinul marginal. Exemple de asemenea tipuri de subducție sînt cele de pe marginea vestică a oceanului Pacific, arcurile Aleutine, Japoniei, Filipine, Izu-Bonin, Tonga-Kermadec etc.

Modelul prezentat explică unele din problemele importante ale procesului de subducție, cum sînt migrarea fosei oceanice, deschiderea bazinelor marginale etc.

Din modul variat în care se prezintă și se combină diversele elemente ale zonelor de subducție (plane Benioff, „prismele" de acrețiune sedimentară, eroziune, metamorfism, asociere cu lanțuri muntoase evoluate sau arcuri vulcanizate etc.) rezultă numeroase tipuri și subtipuri de „margini active", ceea ce sugerează că aproape fiecare caz studiat pînă acum are o anumită particularitate.

Considerăm că mai sînt multe procese geologice legate de subducție care necesită explicații, toate modelele imaginate pînă în prezent fiind susceptibile a fi îmbunătățite sau elaborate altele noi pe baza datelor ce vor fi furnizate de cercetările viitoare.

10. MIȘCĂRI TECTONICE

Mișcările tectonice sînt deplasări lente ale materiei solide din scoarța terestră și din partea superioară a mantalei, deplasări care modifică, în timp geologic, structura litosferei. Strîns legate de mișcările tectonice sînt mișcările maselor magmatice și mișcările seismice, care contribuie, de asemenea, la schimbarea structurii litosferei.

Mișcările tectonice au fost clasificate după efectele pe care le produc, după adîncimea la care își au originea și după direcția și sensul de deplasare a crustei terestre.

1. După **efectele** pe care le produc, mișcările tectonice au fost împărțite de Gilbert (1890) în mișcări *epirogenice* și mișcări *orogenice*. Stille a precizat conținutul acestor termeni, arătînd că mișcările epirogenice sînt mișcări lente, de ridicare sau de coborîre în bloc a unor sectoare largi ale scoarței terestre și care au ca efect transgresiuni și regresiuni marine, iar mișcările orogenice sînt cele care determină cutarea, falierea și înălțarea lanțurilor muntoase cutate.

Ținînd seama că în sens restrîns mișcările epirogene sînt mișcări pozitive, generatoare de continente, pentru mișcările negative ale scoarței a fost propus termenul de mișcări *talassogenetice* (l. greacă: *talassa*=mare, ocean), adică generatoare de mări și oceane.

Pornind de la ideea că atît mișcările pozitive cît și cele negative ale scoarței sînt aspecte ale unui singur proces, Belousov le denumește *mișcări oscilatorii*. El împarte mișcările oscilatorii în *oscilații generale*, care determină transgresiuni și regresiuni marine, fără a modifica structura scoarței și *oscilații ondulatorii*, care au ca efect apariția foselor geosinclinale și a depresiunilor de platformă (sineclize) precum și a zonelor geanticlinale și anteclizelor.

În ceea ce privește formarea lanțurilor muntoase, cercetările mai recente au arătat că relieful muntos ia naștere ca urmare a unor mișcări de ridicare în bloc, care se manifestă după ce au avut loc procesele de cutare și faliere. În consecință, pentru mișcările care determină formarea cutelor și a faliilor au fost propuși de Belousov (1948) termenii mișcări *de cutare* și mișcări *rupturale*, iar la Harta Tectonică a Europei Șatski et al. (1964) a utilizat termenul de mișcări *structogenetice*. Pentru mișcările verticale, de înălțare a lanțurilor muntoase, au fost propuse denumirile de mișcări *morfogenetice, acroorogenice*, sau de *macrooscilații*.

Mattauer (1973) utilizează termenul de *tectogeneză* pentru procesele de formare a structurilor unei catene cutate.

2. După **adincimea** la care își au originea, mișcările tectonice au fost clasificate de Hain (1973) în următoarele categorii:

Oscilații generale, care se manifestă periodic pe toată suprafața pămîntului sau afectează sectoare mari ale acesteia determinînd transgresiuni și regresiuni la scară planetară. Ele sînt legate genetic de variații ale formei sau volumului planetei, de variații ale vitezei de rotație a acesteia.

Mișcări superadînci, care își au originea în mantaua inferioară și se manifestă în procesele de formare a oceanelor și a continentelor.

Mișcări adînci, care sînt determinate de schimbări de fază și de curenții de convecție din mantaua superioară și care se manifestă în apariția zonelor geosinclinale, a ridicărilor și depresiunilor din cadrul platformelor.

Mișcări crustale, care derivă din mișcările adînci și care afectează stratul bazaltic și cel granitic al scoarței. Ele se manifestă sub forma mișcărilor orizontale sau verticale și determină apariția cutelor de fundament, care se reflectă și în cuvertura sedimentară precum și în apariția faliilor, decroșărilor și șariajelor de importanță regională.

Mișcări de cuvertură, care afectează numai învelișul sedimentar, generînd procese de diapirism și cutări dizarmonice față de soclu, determinate de alunecarea gravitațională a întregii cuverturi sedimentare sau a părții superioare a acesteia în lungul unui orizont plastic. În această categorie intră și pînzele de decolare gravitațională.

Mișcări exotectonice, care se manifestă pe suprafețe limitate numai în partea superioară a învelișului sedimentar, ca efect al unor procese exogene, cum ar fi compactarea neuniformă a sedimentelor, alunecările de teren etc. Trebuie subliniat însă faptul că majoritatea cercetătorilor încadrează aceste procese în categoria mișcărilor și deformărilor netectonice.

3. După **direcția și sensul de manifestare**, mișcările tectonice se împart în *mișcări verticale*, care, la rîndul lor, pot fi negative sau pozitive, și *mișcări orizontale* sau *tangențiale* care pot fi de distensiune, de compresiune sau de culisare.

10.1. MIȘCĂRI VERTICALE ALE SCOARȚEI TERESTRE

Aceste mișcări se manifestă pe întreaga suprafață a scoarței terestre, atît în domeniile continentale cît și în cele marine. Ele determină înălțarea lanțurilor muntoase cutate ca și a unor platouri cu structură tabulară, precum și coborîrea îndelungată a unor sectoare ale scoarței însoțită de acumularea unor serii sedimentare de mare grosime.

După timpul de manifestare, mișcările verticale au fost împărțite de Belousov în mișcări actuale, mișcări recente și mișcări vechi.

1. **Mișcările actuale** sînt mișcări de ridicare și de coborîre a scoarței terestre care au loc în prezent și ale căror efecte sînt cunoscute în timpurile istorice (ultimii 2000 ani).

Principalele metode de studiu al acestor mișcări sînt metoda geodezică și metoda istorică.

Metoda geodezică constă în repetarea la anumite intervale de timp (5—20 ani) a unor nivelmente de precizie și compararea rezultatelor obținute. Pe această cale în țara noastră au fost puse în evidență (V. Lăzărescu, 1980) ridicări de 5—6 mm/an în nordul Carpaților Orientali și de 1—3 mm/an în restul Carpaților, precum și mișcări de coborîre de 2—4 mm/an în depresiunile intramontane din zona de curbură a Carpaților.

În peninsula Scandinavă, între anii 1649—1908 a avut loc o ridicare a uscatului în raport cu Golful Botnic de 2 654 mm, adică în medie cu 10,2 mm/an.

Variația vitezelor de ridicare a scoarței terestre se redă cu ajutorul hărților cu izoanabaze (curbe ce unesc puncte de egală viteză de ridicare) și a hărților cu izocatabaze (curbe de egală viteză de coborîre).

Metoda istorică constă în evaluarea mișcărilor verticale care s-au manifestat în special în lungul țărmurilor marine în ultimele două milenii, pe baza unor date arheologice, mărturii istorice sau a unor construcții portuare aflate în prezent în domeniul continental sau sub nivelul actual al mării. De exemplu, portul fenician Uttica se găsește azi în domeniul uscatului la 12 km depărtare de mare, ca rezultat al ridicării scoarței terestre, în timp ce alte construcții executate cu mai multe secole în trecut se găsesc acum la adîncimi de cîțiva metri sub nivelul actual al mării (ex. o parte din cetatea Calatis).

Observațiile efectuate asupra deplasării liniei țărmului au demonstrat într-o serie de cazuri caracterul oscilatoriu al mișcărilor verticale, adică schimbarea sensului mișcării. Un exemplu clasic în acest sens îl constituie coloanele templului lui Serapis de la Puzzuoli, de lîngă Neapole, care prezintă perforări efectuate de moluște marine, situate la peste un metru deasupra nivelului actual al mării. Aceste coloane au fost construite inițial pe uscat, apoi, datorită unei mișcări negative a scoarței, au fost inundate pînă la nivelul la care au fost perforate de moluște, după care a avut loc o nouă ridicare.

Pe lîngă oscilațiile verticale ale scoarței terestre, deplasarea liniei țărmului poate fi determinată și de *mișcările eustatice*, adică de variațiile generale ale nivelului oceanului planetar cauzate de topirea calotelor glaciare sau de variații ale capacității depresiunilor oceanelor legate de ridicări sau coborîri ale scoarței în zona crestelor medio-oceanice.

Oscilațiile eustatice ale nivelului oceanului planetar se disting prin aceea că ele se manifestă simultan, în același sens, în lungul tuturor țărmurilor, în timp ce mișcările verticale ale scoarței terestre pot prezenta sensuri și viteze diferite în diferite regiuni.

2. **Mișcările recente.** Sub acest nume sînt cuprinse mișcările care s-au manifestat în cursul Pliocenului superior și al Cuaternarului. Ele se pun în evidență prin metode geomorfologice și geologice.

Astfel prin studiul teraselor de abraziune emerse și al depozitelor de terasă marină s-a stabilit că Scandinavia s-a ridicat în Holocen cu valori cuprinse între 50 și 200 m. În regiunea caucaziană se cunosc ridicări de peste 1 000 m în Pliocen și Cuaternar.

Mișcările de coborîre a scoarței se determină prin urmărirea teraselor marine și a văilor submarine, prin determinarea adîncimii la care se găsesc astăzi unele sedimente pliocen-cuaternare depuse în zone litorale, precum și prin studiul altitudinii relative a teraselor fluviale. Astfel albia fluviului Congo a fost urmărită pe fundul Oceanului Atlantic pînă la adîncimi de peste 1 000 m și pînă la 120 km față de linia actuală a țărmului.

Studiul teraselor fluviatile și al platformelor de eroziune din zonele muntoase a permis evaluarea vitezelor medii de ridicare ale zonelor respective în cursul Cuaternarului.

3. **Mișcările vechi.** Mișcările verticale din epocile geologice mai îndepărtate sînt puse în evidență prin analiza faciesurilor și a grosimilor depozitelor sedimentare și, respectiv, prin evaluarea lacunelor de eroziune.

Ținînd seama de faptul că în zonele centrale ale lanțurilor muntoase și în scuturile continentale apar la zi roci magmatice și metamorfice care s-au format la adîncimi de ordinul a 5—10 km, trebuie să admitem că în regiunile respective scoarța a suferit o ridicare și o eroziune de aceeași amploare. Pe de altă parte existența unor depresiuni umplute cu depozite sedimentare a căror grosime depășește, uneori, 10 km reprezintă rezultatul unor coborîri echivalente a scoarței.

Altitudinea zonelor continentale ca și adîncimea bazinelor de acumulare a sedimentelor este o rezultantă a acțiunilor contrarii exercitate pe de o parte de mișcările verticale, iar pe de altă parte de acțiunea agenților externi. De exemplu, dacă într-un bazin oarecare viteza de coborîre a scoarței este mai mare decît viteza de acumulare a sedimentelor, atunci bazinul se adîncește; în schimb dacă viteza de acumulare depășește viteza de coborîre a scoarței, bazinul se umple cu sedimente, adîncimea lui scăzînd treptat pînă la zero. Cît timp viteza de coborîre este egală cu viteza de acumulare a sedimentelor adîncimea bazinului rămîne constantă, fapt ce se reflectă în caracterul constant al faciesurilor pe grosimi mari.

La fel și în domeniul continental dacă viteza de ridicare a unui sector al scoarței depășește viteza de eroziune, altitudinea sectorului respectiv crește și, invers, dacă eroziunea este mai rapidă decît ridicarea, altitudinea scade.

Din examinarea faciesurilor și a grosimii depozitelor acumulate în diferite bazine de sedimentare rezultă concluzia că adîncimile bazinului au suferit oscilații de mică amplitudine în intervale lungi de timp în care scoarța terestră a suferit o coborîre însemnată. De exemplu, seria

conglomeratelor de Bucegi cu o grosime de peste 1 500 m s-a acumulat într-un bazin ale cărui adîncimi nu depășeau 100 m. Seriile de calcare recifale ale Jurasicului superior din Carpații Orientali și din Apuseni s-au acumulat la adîncimi ce nu depășeau, în general, 50—60 m, în timp ce grosimea lor depășește 500 m.

În bazinul Donețului în cursul Carboniferului s-a acumulat o alternanță de calcare, argile și gresii care cuprinde peste 100 de intercalații de strate de cărbuni. Stratele de cărbuni s-au format în etapele de colmatare a bazinului, cînd adîncimea lui era în jur de 0 m, iar depozitele sterile dintre stratele de cărbuni, așa cum rezultă din analiza faciesurilor, s-au depus la adîncimi sub 50 m. În consecință în tot cursul Carboniferului, adîncimile bazinului au oscilat între 0 și 50 m. În același timp scoarța terestră a coborît cu peste 6 000 m.

Un grafic (fig. 10.1) avînd timpul în abscisă și grosimea depozitelor carbonifere, respectiv adîncimea culcușului acestor depozite în ordonată, scoate în evidență faptul că pe fondul unei coborîri a scoarței cu peste 6 000 m (curba *S*) adîncimea bazinului Donețului (curba *P*) a prezentat oscilații relativ mici. Concluzia care se desprinde din aceste fapte de observație este că în bazinele de sedimentare din domeniul continental mișcările de coborîre a scoarței au fost, în cea mai mare parte, compensate prin acumularea sedimentelor, adică viteza de acumulare a depozitelor sedimentare a fost practic egală cu cea a mișcării de coborîre a scoarței.

O creștere a vitezei de coborîre a scoarței într-un anumit sector atrage după sine apariția unei depresiuni spre care sînt atrase materialele sedimentare și, în consecință, în sectorul respectiv are loc o creștere a vitezei de acumulare și deci a grosimii sedimentelor. Cu alte cuvinte, în condițiile unor faciesuri uniforme grosimea sedimentelor acumulate

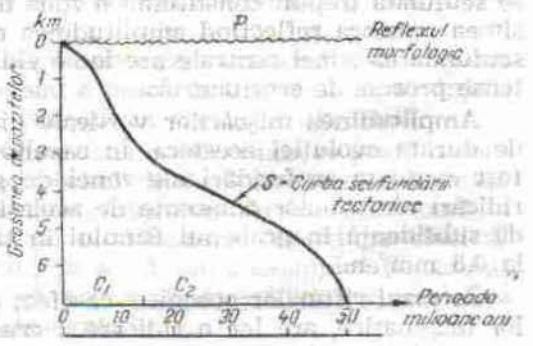


Fig. 10.1 — Diagrama mișcărilor verticale ale crustei în bazinul Donețului (după Belousov, din Pauliuc și Sagatovici, 1977).

într-un anumit interval de timp reflectă viteza de scufundare a scoarței. Pentru evidențierea vitezelor de subsidință în cadrul unor regiuni mai largi pot fi utilizate hărțile cu izopachite ale formațiunilor aparținînd anumitor subdiviziuni stratigrafice, caracterizate prin uniformitatea faciesurilor.

În cazul regiunilor care suferă ridicări, într-un timp geologic mai îndelungat se constată, de asemenea, o tendință de compensare a ridicării prin eroziune. Deși într-o primă etapă ridicarea este mai rapidă decît eroziunea, fapt ce conduce la apariția unui relief din ce în ce mai înalt, în cele din urmă viteza de ridicare se reduce iar eroziunea determină o nivelare a terenului. Acest lucru este demonstrat de faptul că depozitele trasgresive se dispun, de regulă, pe suprafețele peneplenizate ale vechilor regiuni muntoase. Numai rareori se poate observa la baza unei serii transgresive urmele vechiului relief îngropat.

Cauzele mișcărilor verticale ale scoarței. În lumina datelor actuale, mișcările verticale ale unor sectoare sau zone ale scoarței terestre sînt determinate de cauze și mecanisme care pot fi diferite de la un sector la altul sau de la un moment din istoria geologică a unei regiuni la altul.

Principalele cauze care generează mișcări verticale ale scoarței terestre sînt: 1) mișcările divergente sau convergente ale plăcilor litosferice; 2) deranjarea echilibrului izostatic al unor sectoare ale scoarței; 3) reducerea grosimii litosferei prin eroziune sublitosferică; 4) dilatarea termică a unui sector al litosferei urmată de ridicare, eroziune și de revenirea la temperatura inițială; 5) schimbările de fază mineralogică sau petrografică la limita inferioară a scoarței.

1. *Mișcările divergente și mișcările convergente ale plăcilor* avînd ca efect schimbări ale grosimii litosferei sînt însoțite de coborîri și de ridicări ale scoarței terestre. Astfel în domeniul continental, în etapele incipiente ale evoluției unui rift, ca urmare a unei dilatări termice a bazei litosferei sub acțiunea unui curent de convecție ascendent, are loc o ridicare și o boltire a crustei. Ca efect al distensiunii, zona axială a boltirii suferă o mișcare de coborîre în lungul unui sistem de falii normale constituind astfel un *graben sau rift*. În cursul timpului zona de graben se scufundă treptat constituind o zonă de acumulare a sedimentelor, grosimea acestora reflectînd amplitudinea coborîrii scoarței. Concomitent cu scufundarea zonei centrale are loc o ridicare a flancurilor însoțită de intense procese de eroziune.

Amplitudinea mișcărilor verticale din lungul zonelor de rift depinde de durata evoluției acestora. În cazul zonei de rift din estul Africii au fost evaluate scufundări ale zonei de graben de ordinul a 3—5 km și ridicări ale zonelor adiacente de același ordin de mărime. Viteza medie de subsidență în grabenul Rinului în timpul Oligocenului este evaluată la 0,5 mm/an.

În cazul rifturilor oceanice, ca efect al dilatării termice și al proceselor magmatice, are loc o ridicare a crustei cu 1 000—5 000 m în raport cu zonele învecinate. Concomitent cu procesele de ridicare și de acrețiune care se manifestă în lungul rifturilor oceanice, crusta oceanică din flancurile dorsalelor suferă mișcări divergente. Pe măsura îndepărtării de zona de expansiune crusta oceanică suferă o mișcare negativă determinînd astfel o creștere treptată a adîncimii oceanului. Această mișcare negativă se datorează faptului că litosfera nou formată în zona de acre-

țiune pierde treptat căldura suferind astfel o contracție termică și o creștere a densității, din care cauză ea se scufundă încet în astenosferă. După cum arată Le Pichon (1980), viteza de coborîre a scoarței oceanice este direct proporțională cu rădăcina pătrată a vîrstei absolute a acesteia.

În lungul marginilor continentale de tip atlantic (la care limita dintre continent și ocean se găsește pe aceeași placă litosferică), mișcarea de coborîre a scoarței începută în stadiul de rift continental sub acțiunea forțelor de distensiune se continuă un timp geologic îndelungat sub acțiunea proceselor de răcire, de contracție termică și de scufundare în astenosferă a litosferei oceanice. Ca efect al acestei mișcări de coborîre pe zona de tranziție de la crusta continentală la cea oceanică, precum și pe crusta oceanică alăturată continentului are loc acumularea unor serii sedimentare de mare grosime.

Mișcările convergente ale plăcilor litosferice și, respectiv, procesele de subducție au ca efect o creștere a grosimii litosferei, iar în cazul coliziunii dintre două continente ele determină o îngroșare a crustei continentale. Aceste creșteri de grosime determină o deranjare a echilibrului izostatic, procesul de echilibrare ulterioară determinînd ridicarea lanțurilor muntoase. Amplitudinea totală a ridicării, evaluată pe baza grosimii formațiunilor erodate în cadrul lanțurilor muntoase, este de ordinul a 20—30 km, iar perioada de reajustare izostatică este de ordinul zecilor de milioane de ani.

Studiul mișcărilor de ridicare izostatică a lanțurilor muntoase a arătat că acestea se produc intermitent, cu faze de ridicare relativ rapidă cu viteze pînă la 1 cm/an, separate prin perioade mai lungi de timp, în care ridicarea încetează, iar sub acțiunea agenților externi are loc o nivelare a reliefului. Reluarea mișcărilor pozitive determină ridicarea suprafețelor de eroziune astfel create, care, atunci cînd pot fi recunoscute ca trepte ale reliefului muntos, permit evaluarea amplitudinii diferitelor faze de ridicare activă.

2. *Deranjarea echilibrului izostatic* al unor sectoare ale litosferei poate fi determinată de o supraîncărcare sau o descărcare a acesteia, de injectarea unor mase cu densitate mai ridicată în crusta continentală.

Supraîncărcarea unor sectoare ale crustei continentale se poate datora acumulării unor calote glaciare cu grosimi de 2—3 km, care determină o afundare în astenosferă a sectoarelor respective. Topirea ulterioară a calotelor de gheață atrage după sine o ridicare a crustei ca efect al echilibrării izostatice. Este cunoscut, în acest sens, exemplul Scandinaviei. Trebuie însă precizat faptul că procesele de echilibrare izostatică nu pot explica apariția bazinelor subsidente.

Alte cauze ale supraîncărcării crustei pot fi acumularea subaeriană a unor formațiuni vulcanogene cu densitate mai mare decît densitatea medie a crustei, precum și acumularea subacvatică a unor depozite sedimentare de mare grosime în cadrul unor bazine intracontinentale.

Injectarea în crusta continentală a unor mase magmatice bazice („bazificarea" crustei) poate determina, după Belousov, o creștere a densității

medii și, implicit, o mișcare de coborîre a acesteia. Pînă în prezent, însă teoria „bazificării" crustei continentale nu a fost confirmată.

3. *Reducerea grosimii litosferei* prin topirea bazei acesteia, cunoscută sub numele de „eroziune sublitosferică", poate fi determinată de o acumulare a căldurii sub acțiunea unui curent de convecție ascendent. Topirea părții bazale a litosferei are ca urmare o coborîre a suprafeței Pămîntului și apariția unui bazin de sedimentare.

4. *Dilatarea termică* a unui sector al litosferei continentale în timpul trecerii acestuia peste un punct cald are ca efect apariția unei boltiri largi a suprafeței Pămîntului. Erodarea intensă a boltirii respective determină o reducere a grosimii scoarței terestre. În etapa următoare, datorită răcirii și contracției termice a sectorului respectiv al litosferei, suprafața Pămîntului suferă o coborîre importantă, care determină apariția unui bazin de sedimentare. Acumularea sedimentelor în acest bazin duce la supraîncărcarea scoarței și la accentuarea mișcării negative a acesteia.

5. *Schimbările de fază mineralogică sau petrografică* determinate de variația temperaturii la nivelul suprafeței Moho pot fi cauza unor ridicări sau coborîri ale suprafeței reliefului terestru. Astfel, admițînd că în domeniul continental suprafața Moho reprezintă limita dintre gabbro și eclogit, o creștere a temperaturii la baza crustei ar determina, după Kennedy (1959), transformarea unei părți a gabbroului în eclogit și, deci, o ridicare a suprafeței Moho. Ținînd seama că la trecerea de la gabbro la eclogit are loc o reducere de volum, întrucît eclogitul este mai dens de cît gabbroul, această transformare este însoțită de o coborîre a crustei. Transformarea inversă, a eclogitului în gabbro, determinată de o scădere a temperaturii la baza crustei, ar avea ca urmare o coborîre a suprafeței Moho și, respectiv, o ridicare a reliefului crustei.

Schimbări ale adîncimii suprafeței Moho datorită variațiilor de temperatură au fost explicate și prin transformări chimice, cum ar fi serpentinizarea peridotitelor (Hess, 1955). Acest proces ar fi însoțit de o reducere a densității și de o ridicare a crustei. Procesul invers, de trecere de la serpentin la peridotit, are ca urmare o coborîre a crustei.

O concluzie generală care se desprinde din analiza mecanismelor și cauzelor mișcărilor verticale ale scoarței terestre este aceea că în marea majoritate a cazurilor la originea acestor mișcări se află distribuția neomogenă a căldurii în cadrul litosferei și al astenosferei. Dezechilibrele gravitaționale generate de factorii termici (curenți de convecție, dilatări și contracții etc.) sînt accentuate de procesele de încărcare a crustei prin acumularea sedimentelor în marile bazine de sedimentare, respectiv în procesele de eroziune pe ariile de intensă ridicare.

10.2. MIȘCĂRI ORIZONTALE (TANGENȚIALE)

După sensul de deplasare relativă a diferitelor sectoare ale scoarței terestre mișcările orizontale pot fi împărțite în mișcări divergente sau

de distensiune, mișcări convergente sau de compresiune și mișcări de culisare.

Mișcările divergente, privite la scara globului terestru, sînt mișcările care determină apariția rifturilor continentale, a bazinelor de sedimentare de tipul Mării Roșii, și, în cele din urmă, a bazinelor oceanice. Aceste mișcări își au originea în procesele termice și de convecție care se manifestă sub zonele de expansiune. Ca efect al acestor procese și mișcări, în ultimii 200—250 milioane ani a luat naștere întreaga crustă care constituie fundul oceanelor actuale.

La scară regională eforturile de distensiune generate de mișcările divergente ale diferitelor blocuri crustale au determinat apariția și evoluția geologică a unor grabene flancate de sisteme de falii normale, mai mult sau mai puțin paralele. Un exemplu clasic în acest sens îl constituie grabenul Rinului, care s-a scufundat în cursul Oligocenului cu peste 2 000 m, fiind mărginit de falii normale consedimentare, care îl separă de Munții Vosgi, la vest și de Munții Pădurea Neagră, la est.

La scară locală mișcările divergente au determinat și controlat evoluția sistemelor de falii normale cunoscute în complexul de acoperiș al unor structuri diapire precum și în jurul unor depresiuni intermontane.

Mișcările convergente sînt mișcări care determină compresiune, deformarea intensă și ridicarea lanțurilor muntoase. Ele au fost denumite *mișcări de cutare* sau *mișcări tectonice* propriu-zise.

La scara globului terestru mișcările convergente sînt o caracteristică a zonelor de subducție și au ca efect formarea catenelor cutate. Acestea, la rîndul lor, pot fi de tip *perioceanic* sau de tip *bicontinental* (de coliziune).

Catenele alpine generate în ultimile 200—250 milioane ani, cuprind catenele circum-pacifice și catenele bicontinentale de tip mesogean.

Catenele circumpacifice, la rîndul lor cuprind, pe de o parte, catene de tipul Munților Cordilieri, fiind formate între o placă oceanică asociată cu o fosă marginală și o placă continentală, iar pe de altă parte catene formate la contactul dintre o placă oceanică asociată cu o fosă marginală și un arc insular, în spatele căruia se găsește o mare marginală, care îl separă de un continent, cum este ghirlanda de insule care se întinde între Insulele Aleutine și Noua Zeelandă.

Catenele bicontinentale, de tip mesogen, s-au format în zona de convergență și de coliziune între două plăci continentale sau între o placă continentală și un arc insular.

Evoluția geologică a catenelor alpine s-a desfășurat concomitent și a fost direct influențată de procesele de neoformare și de expansiune a crustei oceanice din lungul dorsalelor oceanice.

Din analiza structurii actuale a catenelor cutate rezultă că ele au luat naștere ca efect al unor mișcări convergente. Amplitudinea mișcărilor convergente a plăcilor este greu de reconstituit datorită faptului că această mișcare a fost însoțită de afundarea în manta a unei părți importante a scoarței terestre.

Mattauer (1973) a evaluat că deplasarea convergentă a plăcilor a fost de cca 10 ori mai mare decît valoarea comprimării (scurtării) orizontale determinată pe baza desfășurării palinspastice a cutelor și a șariajelor din cadrul unei catene cutate.

La scara unui lanț orogen mișcările convergente determină îngustarea zonei mobile (geosinclinale) concomitent cu îngroșarea crustei pînă la dublarea grosimii medii din domeniul continental. Această îngroșare determină, pe de o parte, o ridicare a reliefului, iar pe de altă parte, formarea „rădăcinii" lanțului muntos.

Examinate la scară regională mișcările convergente au ca efect cutarea și apariția diferitelor tipuri de structuri de compresiune. Natura deformărilor suferite de roci sub acțiunea compresiunii depinde de condițiile termo-dinamice și de adîncimea la care se găsesc rocile supuse deformării. Astfel, în apropiere de suprafața Pămîntului rocile consolidate au un comportament casant, suferind în special procese de forfecare, de încălecare și de șariaj. La adîncimi cuprinse între 0 și 4—5 km predomină procesele de flexiune și deformare a cutelor izopace în cadrul învelișului sedimentar. La adîncimi mai mari de 5 km procesele de compresiune asociate cu temperaturi din ce în ce mai ridicate determină un comportament plastic al rocilor și producerea unor cutări de aplatisare însoțite de un metamorfism regional.

Mișcările de ridicare ale lanțului orogen derivate din mișcările de compresiune stau la originea deplasării orizontale a unor mase importante de roci ca efect al alunecării gravitaționale pe versanții unor boltiri mari ale scoarței terestre. Astfel de alunecări generează pînze de șariaj cu grosimi de cîțiva kilometri, care se deplasează pe distanțe de peste 100 km. Apariția unor astfel de structuri este determinată de prezența unor nivele de roci plastice (argile, evaporite) în baza unor serii sedimentare de mare grosime și de existența unor pante suficiente pentru a permite alunecarea gravitațională.

10.3. MANIFESTAREA MIȘCĂRILOR TECTONICE ÎN TIMP ȘI SPAȚIU

O problemă mult dezbătută a geodinamicii a fost stabilirea faptului dacă procesele tectonice se manifestă permanent sau intermitent în cadrul unor faze de scurtă durată separate prin faze mai îndelungate de calm tectonic.

Ideea *permanenței*, adică a continuității proceselor de tectogeneză, a fost susținută de Șatski (1937), Hain (1938), Gilluly (1963), Macovei și Atanasiu. În această concepție, mișcările tectonice se manifestă continuu, iar discordanțele unghiulare nu reprezintă decît intervalele de timp în care o regiune a fost exondată și supusă eroziunii.

Regiunile în care stratele de deasupra discordanțelor au rămas orizontale reprezintă regiuni care au trecut la un regim de platformă, după încetarea proceselor de cutare.

În sprijinul continuității cutării s-a adus argumentul existenței cutelor consedimentare, la care grosimea stratelor din bolta anticlinalelor este mai mică decît în axele sinclinalelor alăturate, iar faciesul depozitelor din zona de boltă indică o adîncime de depunere mai mică decît cea a depozitelor din axele sinclinalelor. Astfel de cute se cunosc și în depozitele neogene din avantfosa carpatică, dar au o răspîndire mai largă în regiunile de platformă.

Un alt argument în favoarea permanenței cutării îl constituie cutele și pînzele de decolare gravitațională dezvoltate pe flancurile unor zone în curs de ridicare. Trebuie remarcat însă că atît cutele consedimentare cît și fenomenele legate de procesele de decolare sînt determinate de mișcări verticale ale scoarței nelegate direct de mișcările de compresiune (ex. diapirismul).

Ideea *fazelor de cutare* a fost elaborată de Stille și susținută de Kober, Tollman, Mattauer, Schwan și alții. În această idee mișcările orogene se manifestă episodic, în intervale scurte de timp, separate prin intervale mult mai mari de calm orogenic, în cadrul cărora au loc procese de eroziune și de peneplenizare a zonelor muntoase concomitent cu acumularea sedimentelor în depresiuni. În sprijinul acestei concepții este invocat faptul că se cunosc discordanțe unghiulare formate în intervale scurte de timp. De exemplu, în Caucaz se cunosc discordanțe unghiulare de 30° între depozitele Tithonicului superior și ale Valanginianului inferior, ceea ce demonstrează că durata fazei de cutare a fost de ordinul a 500 000 ani, adică foarte scurtă în raport cu durata acumulării depozitelor Jurasicului superior în care nu au avut loc mișcări de cutare.

Pe baza datărilor radiometrice s-a putut stabili că durata fazelor de cutare din cadrul ciclului orogenic alpin a variat între 100 000 și 3 milioane ani, iar durata intervalelor de calm relativ între două faze de cutare succesive este de ordinul a 10—12 milioane ani.

Pe baza discordanțelor unghiulare cu caracter regional din cadrul regiunilor mobile au fost separate *cicluri* sau *ere geotectonice* cum sînt ciclurile alpin, hercinic, caledonian, cadomian, gothidic, carelian etc. În general, prima jumătate a ciclurilor geotectonice se caracterizează prin mișcări mai slabe cuprinse sub numele de cutări *preliminare*, sau precursorii. După acestea urmează cutările *principale* sau paroxismale, apoi cutările *finale*, mai slabe, care încheie ciclul. Ciclurile orogenice sînt asociate cu procese de metamorfism și de plutonism granodioritic, a căror durată poate să se extindă mai mult decît procesele de tectogeneză. Fiecare ciclu orogenic se încheie cu formarea unui lanț muntos cutat.

În cadrul ultimelor trei cicluri orogenice au fost separate faze de cutare sau faze de tectogeneză care corespund unor discordanțe unghiulare, respectiv unor lacune stratigrafice observate pe mari suprafețe (vezi tabelul 10).

Tabelul 10. **Cicluri orogenice şi faze de cutare.**

Cicluri orogenice	Faze de cutare	Vîrsta relativă	Vîrsta radiometrică mil. ani
C	Salairă	Acadian/Potsdamian	534,5
A	Sardică	Cambrian/Ordovician	500
L	Mine Ridge	Tremadocian/Skiddawian	489
E	Vermontiană	Skiddawian/Llandoverian	478,5
D	Trondjemiană	Llandeilian/Caradocian	450
O	Oswegiană	Caradocian superior	444,5
N	Taconică timpurie	Ordovician/Gothlandian	435
I	Taconică finală	Llandoverian inferior	433
A	Ardenică timpurie	Wenlockian/Ludlowian	414
N	Ardenică finală	Gothlandian/Devonian	395
	Erică	Gedinnian/Siegenian	386
	Acadiană timpurie	Givetian/Frasnian	358
	Acadiană finală	Bradfordian/Kinderhookian	346
	Nassaueană	Tournaisian/Visean	332
H	Selkiană	Visean mediu	325,5
E	Sudetă	Visean/Namurian	320
R	Erzgebirgiană	Mississipian/Pensylvanian	318
C	Wichitiană	Westfalian mediu	307,5
I	Asturică	Westfalian superior	295
N	Arbuckliană	Westfalian/Stefanian	289,5
I	Marathoniană	Carbonifer/Permian	280
C	Appalaşiană	Autunian/Saxonian	260
	Thuringiană	Saxonian/Thuringian	245,5
	Palatină	Permian/Triasic	225
A	Labinică	Scythian/Anisian	217
	Akiyoshiană	Triasic mediu	212
L	Indosiniană	Norian inferior	201,5
	Chimmerică veche	Norian/Rhetian	197,5
P	Nanhsianghiană	Rhetian/Hettangian	192,5
	Adyghéană	Aalenian/Bajocian	175
I	Andină	Kimmeridgian mediu	145
	Nevadiană	Portlandian inferior	141
N	Chimmerică nouă	Jurasic/Cretacic	136
	Oga	Berriasian mediu	131,5
	Hils	Valanginian/Hauterivian	122,5
	Prebarremiană	Hauterivian/Barremian	117
	Ogiriyamiană	Barremian/Aptian	112
	Austrică	Albian/Vraconian	100
	Izumiană	Turonian/Coniacian	84
	Subhercynică	Santonian/Campanian	75,5
	Talhakusiană	Maastrichtian/Danian	64,5
	Laramică timpurie	Danian/Montian	60,5
	Laramică finală	Landenian/Ypressian	53,5
	Atlassiană	Priabonian inferior	44,5
	Illyrică	Priabonian superior	40
	Pyreneană	Sannoisian inferior	36,5
	Helvetică	Stampian/Chattian	29

Continuare tabelul 10

Savică	Aquitanian/Burdigalian	22
Styrică veche	Burdigalian/Helveţian	17
Styrică nouă	Badenian inf./Badenian sup.	15
Moldavică	Badenian/Sarmaţian	11
Attică	Sarmaţian mediu/Sarmaţian sup.	9
Rhodaniană	Ponţian/Dacian	5,5
Valahă	Romanian/Cuaternar	1,8
Pasadeniană	Intrapleistocen	1,0

Stille (1922, 1944) a susţinut că fazele de orogeneză s-au manifestat simultan pe întreaga suprafaţă a Pămîntului. Acestui punct de vedere i s-au adus o serie de obiecţii bazate pe faptul că în diferite lanţuri muntoase, pe baza discordanţelor unghiulare au fost stabilite diferite vîrste ale proceselor de deformare.

Trebuie însă avut în vedere faptul că, în multe cazuri, din cauza duratei prea mari a lacunelor de sedimentare vîrsta unor faze de cutare în diferite regiuni a fost stabilită cu un anumit grad de ambiguitate. Unele ambiguităţi în datarea fazelor au rezultat şi din includerea în categoria fenomenelor orogenice a unor structuri nelegate direct cu fazele de compresiune, cum sînt structurile diapire, structurile gravitaţionale, unele structuri legate de mişcările magmatice etc.

O fază tectonică poate fi definită ca o sumă a unor impulsuri de compresiune manifestate la scară regională sau globală, în cadrul unui interval scurt de timp, care au ca efect scurtarea crustei şi formarea structurilor cutate.

Analiza comparată a vîrstei structurilor orogenice de compresiune din diferite zone cutate ale globului a confirmat existenţa unor momente de maximă activitate tectonică separate prin intervale mai largi de calm tectonic. Săndulescu (1984) exemplifică această idee pentru aria carpatică (fig. 10.2)

În ultimul deceniu (Vail et al., 1977), pe baza datelor de stratigrafie seismică şi a datărilor radiometrice şi micropaleontologice, în domeniul submarin au fost identificate o serie de discordanţe paralele cu caracter planetar, marcate de lacune de sedimentare cu durată de 1—2 milioane ani, şi care corespund ca vîrstă cu fazele tectonice cunoscute în domeniul continental. În felul acesta a fost confirmat caracterul episodic, durata scurtă şi sincronismul la scară planetară a unor evenimente tectonice.

O serie de cercetători (Vogt et al., 1969; Le Pichon, 1968) au remarcat faptul că procesul de expansiune a fundului oceanic este un proces discontinuu care prezintă, în cursul timpului geologic, faze de creştere şi de descreştere a ratei de expansiune, sau faze de întrerupere. De asemenea, au loc inversiuni ale sensului de mişcare a plăcilor litosferice de la o mişcare divergentă la una convergentă, sau schimbări ale direcţiei de mişcare de la o oulisare la o mişcare convergentă.

O analiză a relaţiilor dintre discontinuităţile în mişcarea plăcilor litosferice şi fazele tectonice efectuată de Schwan (1980) pentru intervalul de timp cuprins între Jurasicul superior şi Cuaternar a scos în evidenţă

sincronismul dintre pricipalele evenimente orogenice, pe de o parte, și schimbările sensurilor și a vitezelor de mișcare a plăcilor. Astfel s-a constatat o perfectă coincidență între fazele de cutare alpină cunoscute în Europa și în America de Nord (fazele nevadiană — 141 mil. ani; austro-alpină — 115—110 mil. ani; subhercynică — 80—75 mil. ani; laramică — 53 mil ani; pyrineană — 42—38 mil. ani; styrică — 10—9 mil. ani) și

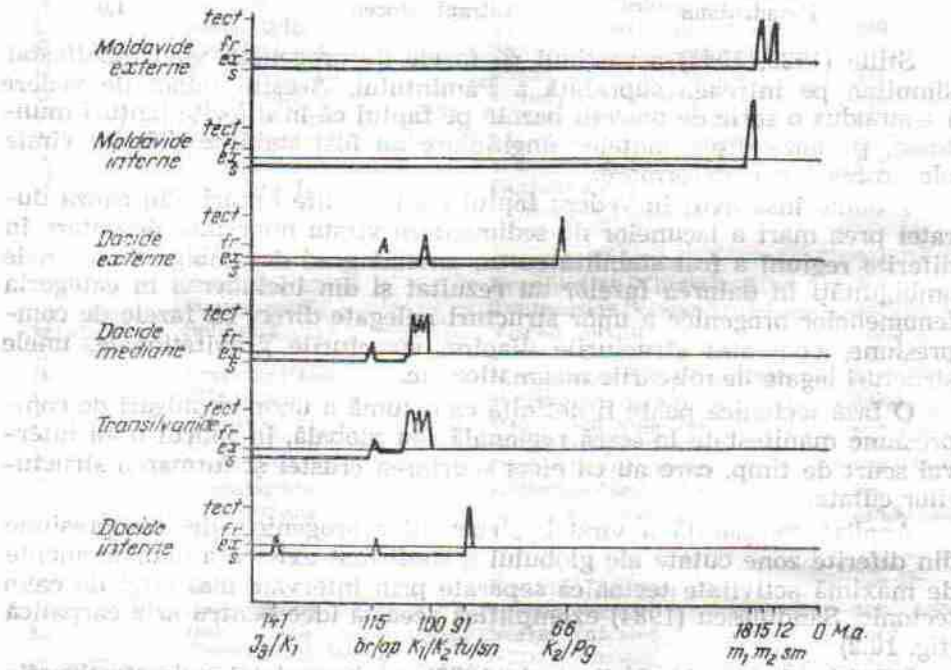


Fig. 10.2 — Diagrama desfășurării episodice și discontinue a tectogenezelor carpatice:
s — sedimentare; ex — exondare; fr — fracturare; tect — tectogeneză (după Săndulescu, 1984).

discontinuitățile expansiunii fundului oceanic în Atlanticul de Nord. De asemenea, a fost remarcat sincronismul dintre fazele tectonice și magmatismul sinorogen din regiunea circumpacifică cu schimbările în mișcarea plăcilor din cadrul Oc. Pacific.

O importanță deosebită au avut-o puternicile modificări în mișcarea plăcilor de la sfîrșitul Cretacicului inferior (115—110 mil. ani) și cele de la limita Paleogen/Neogen (25 mil. ani), care se reflectă în procesele orogenice și plutonice din lungul zonei circumpacifice.

Sincronismul dintre discontinuitățile mișcării plăcilor litosferice și discordanțele unghiulare, respectiv fazele de cutare, poate fi explicat printr-o legătură cinematică între cele două procese. În sprijinul acestei interpretări sînt aduse (Schwan, 1980) următoarele argumente:

— Vitezele de mișcare a plăcilor litosferice (1—8, excepțional 18 cm/an) sînt similare cu vitezele de scurtare a scoarței în zonele orogene (2—8,5 cm/an).

— Lanțurile orogenice tinere au o lungime totală de 72 mii km, egală cu lungimea însumată a zonelor de expansiune, fapt ce indică o legătură genetică între ele.

— Procesele de orogeneză sînt legate cinematic de activizarea episoa mișcărilor convergente a două plăci, respectiv, de activizarea proceselor de subducție sau de obducție în lungul marginilor acestora. Se cunosc însă și situații în care o fază orogenă coincide cu un episod de încetinire sau de oprire a mișcării plăcilor. Așa este cazul fazei de orogeneză din Miocenul mediu din regiunea Himalaia. Reducerea și încetarea mișcării plăcilor concomitent cu faza de compresiune maximă se explică prin procesul de coliziune dintre India și Eurasia care a frînat și a întrerupt mișcarea convergentă a plăcilor.

Corelarea fazelor de orogeneză cu discontinuitățile mișcării plăcilor litosferice conduce la concluzia că orice modificare a vitezei de deplasare sau a direcției de mișcare a plăcilor litosferice poate avea ca efect manifestarea unor faze sincrone de deformare tectonică în diferite zone mobile ale crustei.

Ținînd seama de faptul că activizarea expansiunii nu are loc simultan în toate dorsalele oceanice și nu are aceeași intensitate în diferitele sectoare ale unei dorsale, nici fazele tectonice nu se manifestă cu aceeași intensitate în tot lungul zonelor mobile.

11. ELEMENTE GEOTECTONICE MAJORE ALE SCOARȚEI TERESTRE

După caracteristicile geodinamice actuale, scoarța terestră se împarte în regiuni stabile caracterizate printr-un regim geodinamic mai liniștit și regiuni sau zone mobile, caracterizate printr-o activitate tectonică, magmatică și seismică mai intensă.

Regiunile stabile corespund din punct de vedere geotectonic plăcilor litosferice propriu-zise (bazinele oceanice, platformele, zonele orogenice paleozoice și mezozoice consolidate), iar zonele mobile actuale corespund marginilor de plăci sau zonelor de limită dintre plăcile litosferice majore (rifturile continentale, dorsalele oceanice, arcurile insulare, fosele abisale, bazinele marginale, ect.).

Zonele mobile ale scoarței terestre sînt cunoscute sub numele de geosinclinale și ele au o istorie geotectonică complexă al cărei rezultat îl reprezintă lanțurile orogenice. Regiunile mobile existente în prezent în cadrul scoarței terestre reprezintă diferite stadii de evoluție ale unui geosinclinal.

11.1. REGIUNI STABILE

Sectoarele crustei oceanice care se întind între dorsalele medio-oceanice și taluzul continental în cazul marginilor pasive de tip atlantic și, respectiv, între dorsale și marginea foselor abisale în cazul marginilor continentale active de tip pacific, se caracterizează, în general, printr-o activitate tectonică, vulcanică și seismică mai redusă. Aceste caracteristici l-au determinat pe Hain (1971) să cuprindă aceste sectoare sub numele de *platforme oceanice*, considerîndu-le analoge cu regiunile stabile din domeniul continental, pentru care utilizează denumirea de *platforme continentale*.

Platforme oceanice. Se caracterizează, în cea mai mare parte, printr-un relief neted, orizontal, situat la adîncimi de 4 500—5 000 m, constituind cîmpii abisale. Local ele prezintă sectoare înălțate ale reliefului cum sînt colinele abisale (forme pozitive alungite cu înălțimi de 50—1 000 m față de cîmpia abisală) și munții submarini, reprezentînd vechi reliefuri vulcanice care se ridică, uneori, aproape de suprafața oceanului.

Crusta platformelor oceanice, cu grosimi de 5—8 km, se caracterizează prin lipsa stratului granitic. În alcătuirea ei se disting un strat sedimentar cu grosime medie de 0,45 km, constituit din mîluri și sedimente consolidate, un strat bazaltic superior cu grosime medie de 1,75 km constituit din curgeri bazaltice cu intercalații de sedimente consolidate și un strat bazaltic inferior, mai rigid, cu o grosime de 4—6 km constituit din gabbrouri sau serpentine.

Platforme continentale. Termenul de *platformă* a fost utilizat inițial în sens structural, pentru a indica o arie continentală cu relief neted, constituită dintr-o cuvertură sedimentară necutată. Pentru astfel de regiuni au mai fost utilizați termenii sinonimi *arie continentală* (E. Haug), *craton* (H. Stille), *cratogen* (L. Kober), *zonă stabilă* (W. Bucher), *terenuri tabulare* (E. Argand).

În sens cinematic, platformele sînt definite ca sectoare ale crustei continentale care, într-un anumit interval de timp geologic, au o mobilitate redusă, afectate de mișcări verticale de amplitudine relativ mică, în care magmatismul lipsește sau este reprezentat numai prin erupția unor bazalte de platouri, iar activitatea seismică este scăzută.

Spre deosebire de zonele mobile, platformele se disting prin conture izometrice, prin relief de cîmpie sau de podiș, cu altitudini în general sub 500 m, excepțional depășind 1 000 m, și prin grosimea relativ constantă a crustei (30—40 km).

Platformele au constituit și constituie elementul structural esențial al tuturor continentelor.

În structura unei platforme se distinge un fundament cutat, mai mult sau mai puțin metamorfozat, format într-un ciclu geotectonic anterior, și o cuvertură sedimentară practic necutată sau afectată de ondulații foarte largi care se dispun discordant pe suprafața peneplenizată a fundamentului.

În etapa actuală, după cum arată M. V. Muratov (1977) crusta continentală este constituită, în cea mai mare parte, din platforme de diferite vîrste. Zonele mobile geosinclinale sînt limitate la marginile pacifice ale Americii, Asiei și Arhipelagului Indonezian și la zona mediteraneană, respectiv zona orogenă alpino-carpato-himalaiană.

În trecutul geologic în cadrul fiecărui ciclu geotectonic au existat zone mobile și platforme. Zonele mobile, după o îndelungată perioadă de evoluție geosinclinală, în care s-au acumulat serii sedimentare de mare grosime, au suferit procese de deformare, de metamorfism și de ridicare, transformîndu-se în zone orogenice. Odată cu încetarea proceselor de cutare zonele respective s-au transformat în zone stabile din punct de vedere tectonic. În urma proceselor de eroziune, și de peneplenizare, vechile zone orogenice au fost acoperite integral sau parțial de depozite sedimentare orizontale, devenind astfel platforme propriu-zise.

Vîrsta platformelor se determină pe baza discordanțelor unghiulare de la baza cuverturii sedimentare, respectiv pe baza vîrstei cutării și consolidării acestora. Pentru indicarea vîrstei platformelor Șatskii a

propus utilizarea prefixului *epi-* în fața denumirii vîrstei de consolidare a fundamentului cutat. Se disting astfel platforme epialgomiene, epicaledoniene, epihercinice, epipaleozoice, sau epimezozoice.

După vîrsta consolidării fundamentului platformele se împart, în general, în *platforme vechi*, al căror fundament s-a consolidat înainte de Proterozoicul superior și *platforme tinere*, al căror fundament s-a consolidat în Proterozoicul superior, Paleozoic sau Mezozoic.

Platforme vechi. Platformele vechi reprezintă sectoarele cele mai vechi și cele mai stabile ale continentelor și, respectiv, ale crustei terestre. În această categorie intră platformele Nord-Americană, Est-Europeană, Est-Siberiană, Sud-Americană, Nord-Africană, Sud-Africană și Australiană.

În structura acestor platforme se distinge un *fundament cristalin* și o *cuvertură sedimentară*.

• Fundamentul cristalin este cunoscut atît în aflorimente cît și din datele de foraj. În alcătuirea lui intră roci metamorfice și magmatice formate în Arhaic și în Proterozoicul inferior și mediu, roci a căror vîrstă determinată prin metode radiometrice este cuprinsă între 3 800 și 1 600 milioane ani.

Rocile magmatice sînt reprezentate prin masive granitice mari și prin intruziuni bazice de dimensiuni mai reduse de tipul gabbrourilor, noritelor și anortozitelor. Rocile metamorfice sînt reprezentate, în special, prin gnaise și granito-gnaise. Local fundamentul cristalin al platformelor vechi este străpuns și invadat de complexe magmatice mult mai tinere, cum sînt intruziunile alcaline paleozoice din peninsula Kola sau masivele granitice mezozoice din platforma Est-Siberiană.

• Cuvertura sedimentară a platformelor vechi este formată din depozite rifeene, paleozoice, mezozoice și neozoice, reprezentate prin formațiuni carbonatice, evaporitice, continentale, local prin bazalte de platouri (Podișul Dekan din India).

Platformele vechi se caracterizează, în general, printr-o crustă tipic continentală, cu grosimi relativ constante (30—40 km) și cu o structură relativ omogenă. Aceste platforme au fost denumite „kratone" de Stille pentru a sublinia comportamentul lor relativ rigid în raport cu zonele mobile, puternic deformate. Trebuie însă precizat faptul că deformarea mai intensă a rocilor în zonele mobile nu implică o reducere locală a rigidității crustei ci ea poate reprezenta un efect al compresiunilor mai puternice care se manifestă în zonele de subducție și de coliziune.

În cadrul platformelor vechi se disting două domenii majore și anume: *scuturi*, în care fundamentul cristalin apare la suprafața pămîntului și *platforme propriu-zise*, caracterizate prin prezența unei cuverturi sedimentare cu grosimi de peste 500 m.

Scuturile sînt boltiri pozitive cu mare rază de curbură ale scoarței terestre, în care fundamentul cristalin al platformelor vechi este deschis la suprafața pămîntului sau este acoperit local de depozite sedimentare a căror grosime nu depășește, în general, 500 m. Ele prezintă conture aproape izometrice în plan orizontal și se caracterizează printr-un relief

de podiș. Din punct de vedere cinematic scuturile reprezintă sectoarele cele mai stabile ale scoarței terestre. Între acestea sînt de menționat scutul Baltic și cel Canadian în emisfera nordică și scuturile Brazilian, Sud-African și Vest-Australian în emisfera sudică.

Platformele propriu-zise sînt regiuni în care fundamentul cristalin se găsește la adîncimi cuprinse între 0,5 și 10 km. În cadrul acestora se disting, pe de o parte, structuri izometrice în plan orizontal cum sînt sineclizele și anteclizele, iar pe de altă parte structuri linear alungite reprezentate prin depresiuni, aulacogene, grabene sau zone de rift și ridicări în formă de praguri (fig. 11.1).

Sineclizele sînt depresiuni largi, cu înclinări foarte mici ale stratelor, cu un contur oval sau rotunjit și cu diametre de ordinul a 800—1 000 km, umplute cu depozite sedimentare a căror grosime variază între 3 și 8 km. Depozitele sedimentare din umplutura sineclizelor prezintă succesiuni relativ complete, cu lacune stratigrafice puține și de scurtă durată, ceea ce sugerează caracterul consedimentar al subsidenței în cadrul acestor sectoare.

Termenul de sinecliză a fost utilizat în harta tectonică a Europei (1962). Astfel în cadrul Platformei Est-Europene au fost separate sineclizele: Moscovei, Baltică, Peciora.

Regiunile în care cuvertura sedimentară depășește grosimea de 8 km au fost cuprinse sub denumirea de *depresiuni* (ex. Depresiunea Caspică, Depresiunea Mării Negre). Pentru zonele depresionare din cadrul platformelor în literatura apuseană se utilizează ter-

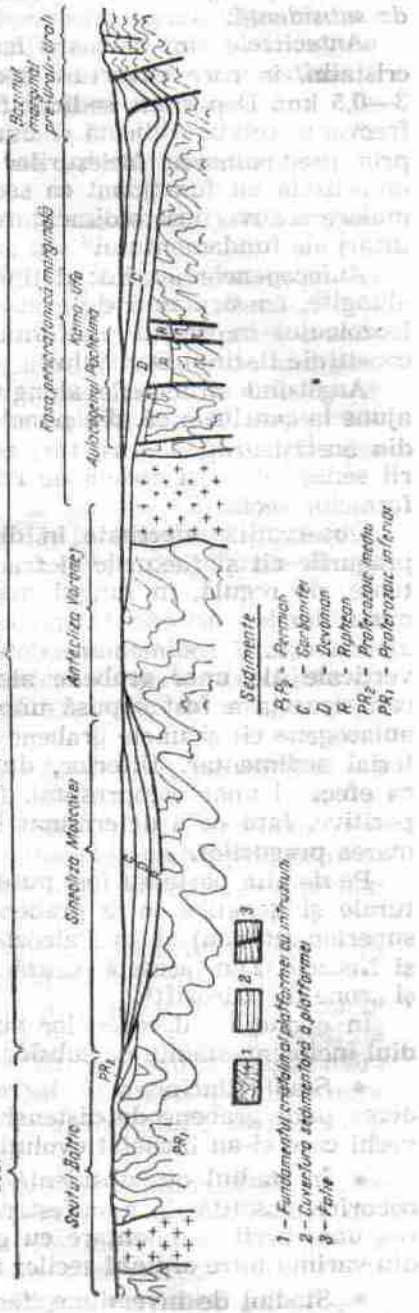


Fig. 11.1 — Secțiune transversală schematică prin Platforma Est-Europeană cu indicarea elementelor structurale majore (după Muratov, 1977).

menii de *parageosinclinale* (Stille), *autogeosinclinale* (Kay) și de *bazine de subsidență*.

Anteclizele sînt sectoare largi de ridicare relativă a fundamentului cristalin, în care cuvertura sedimentară a platformelor are grosimi de 3—0,5 km. Depozitele sedimentare ale anteclizelor se caracterizează prin frecvența relativ ridicată și durata mai mare a lacunelor stratigrafice și prin predominarea faciesurilor de apă puțin adîncă. Aceasta arată că anteclizele au funcționat ca sectoare de ridicare în toată etapa de acumulare a cuverturii sedimentare. Astfel de sectoare sînt denumite și „ridicări ale fundamentului" sau „anticlinale de fundament".

Aulacogenele au fost definite de *Șatskii* (1961) ca depresiuni mari, alungite, cu structură de graben, dezvoltate în cursul Rifeanului și Paleozoicului în cadrul platformelor vechi. Un exemplu de aulacogen îl constituie Bazinul Donețului.

Analizînd structurile alungite ale platformelor, Milanovski (1980) a ajuns la concluzia că, din punct de vedere genetic, aulacogenele fac parte din același grup de structuri cu pragurile sau placanticlinalele cuverturii sedimentare și zonele de rift mezozoice și neozoice din cadrul platformelor vechi.

Observațiile efectuate în diferite platforme vechi au arătat că atît pragurile cît și flexurile și fracturile din cuvertura sedimentară sînt situate, de regulă, în lungul marginilor depresiunilor aulacogene. În lumina datelor actuale pragurile sau placanticlinalele reprezintă boltiri ale cuverturii sedimentare determinate de inversarea sensului mișcării verticale ale unor grabene ale fundamentului. Într-o primă etapă, în care scoarța a fost supusă unor eforturi de distensiune, au apărut atît aulacogene cît și unele grabene mai înguste care au fost umplute cu material sedimentar. Ulterior, după acumularea cuverturii de platformă, ca efect al unor compresiuni, fundamentul grabenelor a suferit mișcări pozitive, fapt ce a determinat boltirea depozitelor din cuvertură și formarea pragurilor.

Pe de altă parte au fost puse în evidență o serie de similitudini structurale și genetice între grabenele aulacogene formate în Proterozoicul superior (Rifean) și în Paleozoic și rifturile continentale din Mezozoic și Neozoic. Din această cauză aulacogenele au mai fost denumite și și „zone de paleorift".

În evoluția aulacogenelor au fost separate trei stadii și anume: stadiul incipient, stadiul de subsidență și stadiul de inversiune.

- Stadiul incipient al dezvoltării aulacogenelor constă fie în deschiderea unor grabene de distensiune noi, fie în regenerarea unor grabene vechi care și-au încheiat evoluția într-un ciclu geotectonic anterior.
- În stadiul de subsidență fundamentul grabenelor suferă o intensă coborîre, însoțită de manifestarea unui vulcanism bazic și de acumularea unor serii sedimentare cu grosimi de 2—15 km, durata acestui stadiu variind între ordinul zecilor și cel al sutelor de milioane ani.
- Stadiul de inversiune, fără a fi obligatoriu pentru toate aulacogenele, se manifestă printr-o compresiune relativ slabă, care determină ri-

dicarea unor horsturi ale fundamentului și apariția în cuvertură a unor cute largi în formă de praguri sau a unor încălecări locale. Spre deosebire, însă, de zonele geosinclinale compresiunile nu au fost suficient de intense pentru a transforma zona depresionară de acumulare a sedimentelor într-o zonă cutată, respectiv într-o zonă orogenă propriu zisă.

După parcurgerea celor trei stadii menționate, care pot fi considerate ca un „ciclu" geotectonic, unele aulacogene au suferit un proces de regenerare în cadrul unui nou „ciclu".

În evoluția platformelor Milanovski distinge mai multe „cicluri" aulacogene.

Primul „ciclu" de dezvoltare a aulacogenelor s-a manifestat în cursul Proterozoicului superior și s-a încheiat cu orogeneza baicaliană. Bazinele aulacogene aparținînd acestui „ciclu" s-au caracterizat printr-o activitate vulcanică intensă și prin orientări variate ale direcției de alungire.

În Paleozoic și în Mezozoic a avut loc regenerarea unor aulacogene mai vechi, precum și apariția unor aulacogene noi. În această etapă evoluția bazinelor aulacogene din domeniile de platformă a fost strîns legată de ciclurile geotectonice din zonele geosinclinale alăturate. S-a remarcat faptul că grabenele aulacogene care au apărut în timpul Paleozoicului și Mezozoicului s-au situat, de regulă, la marginile platformelor și au avut o orientare paralelă cu cea a zonelor geosiclinale învecinate.

În cadrul platformelor sudice aparținînd vechii Gondwane procesul de formare a aulacogenelor a avut loc mai tîrziu și anume, în Paleozoic, în zonele învecinate cu Oc. Indian și în Mezozoic, în zonele învecinate cu Oc. Atlantic. Majoritatea aulacogenelor ca și a zonelor de rift prezintă orientări paralele cu marginile continentale.

Platforme tinere. Sînt platformele al căror fundament s-a cutat și s-a consolidat în perioade geologice mai recente decît Proterozoicul mediu. Ele se caracterizează prin mobilitate mai ridicată, prin grosimea mai mare a stratului bazaltic în comparație cu platformele vechi, prin neomogenitatea structurii crustei precum și prin variații frecvente ale grosimii acesteia.

Fundamentul cutat al platformelor tinere este constituit din roci metamorfice și magmatice, la care se adaugă și formațiuni sedimentare. Spre deosebire de platformele vechi care au, în general, conture izometrice și constituie nucleul continentelor, platformele tinere se prezintă sub forma unor zone sau centuri între două platforme, sau în lungul marginilor platformelor mai vechi, ele reprezentînd rezultatul evoluției unor zone geosinclinale care au parcurs stadiile de sedimentare, orogeneză și gliptogeneză.

Cuvertura sedimentară a platformelor tinere cuprinde formațiuni carbonatice, detritice și evaporitice, în general, de grosime mai redusă decît cea a platformelor vechi. Numai în zonele marginale antrenate în mișcările de coborîre ale zonelor geosinclinale mai recente, platformele epipaleozoice au grosimi ale cuverturii sedimentare care pot depăși 5 000 m.

După vîrsta cutării și consolidării fundamentului platformele tinere se împart în platforme epibaicaliene (Proterozoic superior, 700—500 mil. ani), epicaledoniene (Paleozoic mediu, 400—360 mil. ani), epihercinice (Paleozoic superior, 320—240 mil. ani) și epimezozoice (Cretacic superior, 115—70 mil. ani).

Evoluția platformelor. În evoluția platformelor se disting două stadii principale și anume: stadiul preplatformic și stadiul de platformă.

• În stadiul preplatformic, pe locul actualelor platforme s-au dezvoltat zone mobile care au fost cutate, înălțate și apoi peneplenizate, procese în urma cărora au luat naștere, la sfîrșitul fiecărui ciclu orogenic, zone consolidate incapabile de a mai suferi noi procese de cutare. În felul acesta dezvoltarea geosinclinalelor din trecutul geologic s-a încheiat prin transformarea zonelor mobile respective în zone stabile care s-au alăturat platformelor mai vechi.

• În stadiul de platformă, într-o primă etapă, regiunile peneplenizate au fost afectate predominat de mișcări verticale negative, care au determinat transgresiunea unor mări epicontinentale și acumularea unor depozite predominant detritice sau carbonatice, separate prin lacune stratigrafice determinate de fazele de regresiune. În etapa următoare predominarea mișcărilor verticale pozitive a determinat, în cele din urmă, retragerea definitivă a apelor marine și instalarea condițiilor continentale.

Concomitent cu mișcările verticale, platformele au suferit și importante deplasări pe orizontală împreună cu plăcile litosferice din care făceau parte. În cadrul acestor mișcări unele sectoare ale platformelor s-au deplasat mai repede decît sectoarele alăturate, fapt ce a determinat apariția unor distensiuni și, respectiv, a unor depresiuni aulacogene sau a unor rifturi continentale.

În general, în dezvoltarea crustei continentale se pot distinge trei stadii principale.

1. Primul stadiu corespunde timpului de formare a fundamentului cutat și metamorfozat al platformelor vechi, cel de al doilea timpului de formare și consolidare a platformelor tinere ale Proterozoicului superior și Paleozoicului, iar al treilea corespunde timpului de formare a scoarței oceanice actuale, adică Mezozoicului și Neozoicului.

Formarea fundamentului cristalin al platformelor vechi s-a desfășurat, după Muratov (1977) în trei etape.

• În prima etapă, pregeosinclinală, în intervalul cuprins între 3 800 și 3 300 mil. ani scoarța terestră era, probabil, exclusiv oceanică, fără a fi acoperită integral de apele oceanului planetar. Ca rezultat al eroziunii zonelor exondate și al activității vulcanice, în regiunile depresionare ale crustei oceanice s-au acumulat serii de depozite sedimentare și vulcanogene de mare grosime. Astfel de formațiuni, ulterior metamorfozate, au fost întîlnite în scuturile cristaline din toate continentele.

• În etapa a doua (3 000—2 300 mil. ani) în cadrul unor bazine depresionare largi, numite de Pavlovskii *protogeosinclinale* a avut loc acumularea unor serii sedimentare bogate în silicați de aluminiu și în carbonați, prin metamorfismul cărora au luat naștere roci de compoziție

granito-gneisică, cu intercalații de cuarțite și calcare cristaline, care se întîlnesc în structura scuturilor cristaline sub forma de domuri oval-alungite cu diametre de 50—100 km.

• În cea de a treia etapă, în cursul Proterozoicului inferior și mediu a început formarea primelor geosinclinale linear alungite, în cadrul cărora procesele de cutare au fost însoțite de intense procese de granitizare care au afectat și o mare parte a masivelor arhaice. Ca efect al proceselor de granitizare anumite sectoare ale crustei au devenit masive rigide cu un strat granitic de mare grosime, masive care au constituit soclurile vechilor platforme.

2. Cel de al doilea stadiu principal al evoluției scoarței continentale este cel al consolidării fundamentului platformelor tinere. Acest stadiu corespunde intervalului de timp cuprins între începutul Proterozoicului superior (1 600 mil. ani) și sfîrșitul Paleozoicului (240 mil. ani) și cuprinde, la rîndul său, o etapă rifeană și una paleozoică.

• În etapa rifeană o serie de zone geosinclinale s-au dezvoltat pe crusta oceanică și intermediară care au apărut în lungul unor zone de divergență din domeniul platformelor vechi sau în lungul marginilor acestora. În cursul acestei etape s-au manifestat două orogeneze, prima în Rifeanul mediu (1 300—1 000 mil. ani) iar a doua la sfîrșitul Rifeanului (700—500 mil. ani).

Ca efect al acestor orogeneze, într-o serie de zone mobile rifeene, ca zonele Intra-Africană, Intra-Braziliană, s-a dezvoltat un strat granito-gneisic, fapt ce a determinat transformarea lor în zone de platformă.

• În etapa paleozoică s-au dezvoltat zonele geosinclinale caledoniene și apoi cele hercinice. La sfîrșitul acestei etape a avut loc consolidarea și transformarea în zone stabile a unor largi sectoare ale crustei în regiunea Urali-Mongolia, în regiunea Arctică ca și în Europa, regiuni care s-au transformat astfel în fundament consolidat al unor platforme tinere.

3. Cel de al treilea stadiu al evoluției crustei corespunde erelor mezozoică și neozoică și are o durată relativ scurtă (240—250 mil. ani). Principalele evenimente geologice din acest stadiu sînt: formarea și evoluția zonei geosinclinale alpine din regiunea mezogeeană și cea circumpacifică; continuarea proceselor de subsidență în cadrul depresiunilor de platformă și de ridicare a scuturilor și a anteclizelor; fragmentarea continentelor mai vechi și formarea crustei care constituie fundul oceanelor actuale; apariția și dezvoltarea marelui rift Est-African; pe scurt, manifestarea ansamblului de procese geodinamice care au generat actuala structură geologică și actualul relief al continentelor și al oceanelor.

11.2. GEOSINCLINALE

11.2.1. Evoluția conceptului de geosinclinal

Conceptul geosinclinal a fost creat de Hall (1859), care a analizat relațiile între deformație și sedimentare în catena appalașiană de nord. În această regiune el a făcut următoarele constatări: grosimea mare a se-

dimentelor, faciesul lor de adîncime mică, cutarea și fracturarea depozitelor, metamorfozarea unor termeni. Linia de maximă acumulare a sedimentelor corespunde cu linia de maximă depresionare, apreciind că subsidența este un efect al greutății sedimentelor (fig. 11.2 *a*).

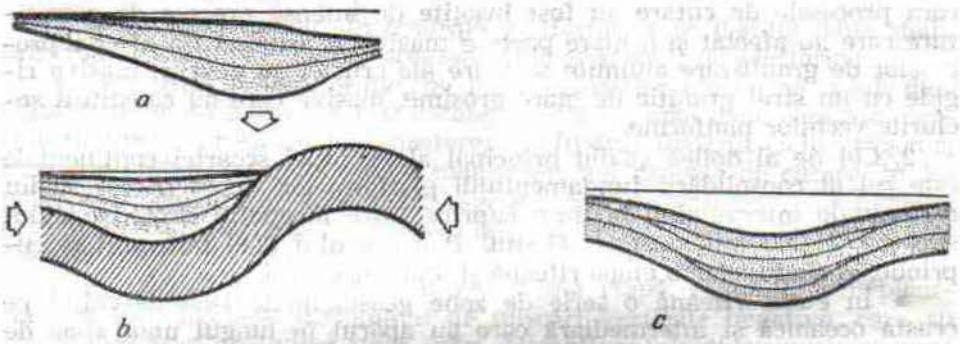


Fig. 11.2 — Primele modele de geosinclinale:
a — modelul Hall; *b* — modelul Dana; *c* — modelul Haug.

Denumirea de *geosinclinal* a fost introdusă însă de Dana (1873), care atribuie subsidența unor mișcări active ale scoarței, datorate forțelor tangențiale de compresiune care au ca efect formarea unor zone depresionare arcuite în jos (geosinclinal) și a unor zone ridicate structural, arcuite în sus (geanticlinal) (fig. 11.2 *b*).

S-a născut astfel un model american de geosinclinal, asimetric, pe care cercetătorii îl situau la marginea continentului, în domeniul neritic, luînd ca exemple lanțurile Appalașilor și Cordilierilor.

În Europa, Suess (1875) și Neumayr (1875) considerau geosinclinalele ca fiind simetrice și conținînd sedimente oceanice. Haug (1900) creează un model european de geosinclinal, ilustrat de geosinclinalul alpin, pe care-l consideră o fosă alungită, profundă, situată între două arii continentale (fig. 11.2 *c*). Totodată arată că geosinclinalul se dezvoltă în stadii succesive, enunțînd și teoria migrării fosei de sedimentare spre exteriorul catenei, către avant-pays. Geosinclinalul alpin se dezvoltă între vorlandul european la nord și hinterlandul african la sud.

După primul război mondial, mulți geologi europeni s-au ocupat de tectonica geosinclinalelor, apărînd necesitatea precizării noțiunilor și a clasificării elementelor componente.

Schuchert (1923) a realizat prima clasificare comprehensivă care a inclus vederile ambelor modele, european și american, definind următoarele categorii:

— monogeosinclinal, situat în lungul „borderland"-urilor, pe marginea continentelor, regiuni liniare, puternic subsidente și cu apă puțin adîncă;

— poligeosinclinal, situat de asemenea la marginea continentelor, dar divizate longitudinal de zone ridicate (geanticlinale);

— parageosinclinal, situat și el la marginea unui continent, cuprinzînd și arcurile insulare, așa cum sînt cele din Pacificul de vest;

— mesogeosinclinal, situat între două arii continentale, conform definiției lui Haug, cum este tipul mediteranean.

Sedimentele care umplu aceste geosinclinale sînt derivate din erodarea „borderland"-urilor, care se prezintă sub forma unor creste emerse, situate spre ocean.

Stille (1936—1941) clasifică geosinclinalele pe baza relației deformație-magmatism și extinde conceptul de geosinclinal la toate zonele cu subsidență continuă, inclusiv cele din regiunile de platformă. Recunoaște ortogeosinclinalele (geosinclinalele adevărate), caracterizate prin deformații de tip alpin, din care se formează lanțurile muntoase, pe care le împarte în *eugeosinclinale* (*eu* = propriu) cu efuziuni ofiolitice preorogenice, granite sinorogenice și andezite postorogenice și *miogeosinclinale*, fără roci eruptive. De asemenea separă *parageosinclinalele* (care nu formează lanțuri orogenice), caracterizate prin falieri de blocuri și care corespund „ariilor de înecare" ale lui Haug.

Din încercarea de a compara modelul geosinclinal alpin cu arcul actual al Insulelor Sonde, inițiată de Haug și îmbrățișată de mulți autori (Rutten, 1927; Kuenen, 1935; Umbgrove; 1949; Van Bemmelen, 1949) s-a dezvoltat o terminologie comparativă prin care s-a definit *idiogeosinclinalul* (Van Bemmelen, 1949), amplasat pe partea dinspre continent a arcului intern (arcul vulcanic din Sumatra).

Kay (1947, 1951), urmînd modelul lui Stille, a realizat o divizare a geosinclinalului appalașian, recunoscînd domeniile aparținînd eu- și miogeosinclinalului. El a împărțit parageosinclinalele lui Stille în trei tipuri:

— exogeosinclinale (= deltageosinclinale), situate pe marginea continentelor și alimentate cu detritus provenit din catenele formate pe seama ortogeosinclinalelor;

— autogeosinclinale, localizate în interiorul continentului, independente de ortogeosinclinale, cu subsidență slabă și sedimentație predominant carbonatată;

— zeugogeosinclinalele, situate pe continente și umplute cu material provenit din erodarea lanțurilor intracratonice.

De asemenea Kay a definit legătura între o serie de bazine sedimentare și geosinclinale, considerîndu-le ca un stadiu tardiv al dezvoltării geosinclinale și anume:

— taphrogeosinclinale, raportate zonelor de rifturi intracontinentale și de blocuri faliate reprezentînd structuri de grabene umplute cu sedimente;

— epieugeosinclinale, care primesc materialul detritic din lanțurile muntoase orthogeosinclinale;

— paraliageosinclinale, localizate pe o margine continentală coborîtă pe o flexură, luînd ca exemplu actual Golful Mexic.

Peive și Sinițin (1950) sintetizează conceptele cercetătorilor sovietici, separînd trei tipuri de geosinclinale:

— geosinclinale primare, ce corespund ortogeosinclinalelor lui Stille, care se dezvoltă prin fracturarea platformelor, prezentîndu-se ca fose

alungite, înguste și asimetrice, umplute cu sedimente care se cutează la sfîrșitul ciclului de evoluție;

— geosinclinale secundare, ce se dezvoltă ca depresiuni suprapuse unei catene orogenice provenită dintr-un geosinclinal primar;

— geosinclinale reziduale, definite ca bazine largi amplasate pe ariile cratonice, corespunzătoare autogeosinclinalelor lui Kay.

Situarea intracontinentală a geosinclinalelor are la bază modelul și poziția Uralilor, aflați între platforma est-europeană și platforma siberiană.

În perioada 1955—1965 conceptul de geosinclinal clasic a atins forma cea mai completă de elaborare, în Europa prin lucrările lui Kuendig (1959), Aubouin (1959, 1965), Trümpy (1955), Belousov (1962), iar în America, prin Drake, Ewing și Sutton (1959), Dietz (1963), Dietz și Holden (1966).

Modelul lui Kuendig (fig. 11.3) ilustrează modul de distribuție a faciesurilor sedimentare pe șelf, taluz și piemont oceanic, arătînd amplasamentul ofiolitelor, ceea ce permite separarea domeniilor eu- și miogeosinclinal.

Trümpy (1955) introduce termenul de *leptogeosinclinal*, pentru geosinclinalele cu adîncime mare a apei și grosime mică a sedimentelor.

Aubouin (1959, 1965), luînd ca model lanțul Helenidelor din Grecia, pe care l-a extins apoi la Alpi, Apenini, Carpați etc. folosește o terminologie proprie, pe schema lui Stille și a geologilor americani. Propune ca termenul de geosinclinal să fie utilizat pentru ansamblul de depresiuni și praguri submarine alungite, ale căror elemente componente să fie șanțurile (sillons) și crestele (rides). Terminologia utilizată pentru definirea domeniilor paleogeografice este următoarea:

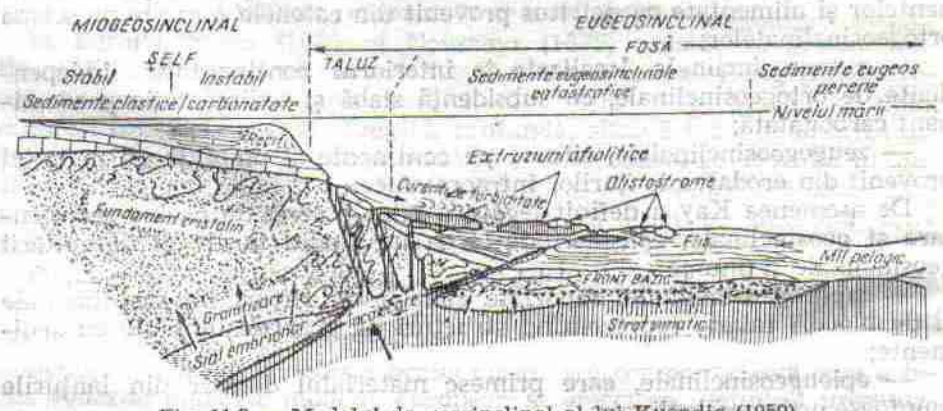


Fig. 11.3 — Modelul de geosinclinal al lui Kuendig (1959).

— geosinclinale adevărate, divizate în șanțuri eugeosinclinale și miogeosinclinale, separate prin creste eu- și miogeanticlinale;

— bazine sedimentare formate în stadiul terminal al tecto-orogenezei geosinclinale sau ulterioară acesteia și care funcție de poziția în raport cu lanțul orogenic se numesc avant-fose, intra-fose și arrière-fose;

— bazine sedimentare intracontinentale (intracratonice), separînd șanțuri intracontinentale, bazine și fose.

Krumbein și Sloss (1963) clasifică geosinclinalele avînd ca bază schema lui Kay, restrîngînd noțiunea de ortogeosinclinal numai la eugeosinclinal (sens Stille și Kay), iar miogeosinclinalului îi atribuie un caracter de tranziție între eugeosinclinal și masa cratonului. Această zonă de tranziție constă din bazine marginale și ridicări marginale dezvoltate pe marginea cratonului. Celelalte zone de sedimentare sînt considerate bazine intracratonice.

11.2.2. Legi generale de dezvoltare a geosinclinalelor

Geosinclinalele reprezintă o noțiune geoistorică cinematică cu consecințe paleogeografice și paleotectonice și se referă la zone alungite ale scoarței terestre, caracterizate printr-o evoluție geodinamică bine determinată în timp și spațiu (un ciclu tectonic complet). O evoluție geosinclinală completă presupune trecerea unei zone mobile prin toate etapele pînă la creierea unei centuri orogenice cu ridicarea și alipirea ei la craton. Principalele caracteristici ale unui geosinclinal sînt:

— poziția la marginea unui craton sau între două asemenea regiuni de platformă.

— marea mobilitate a scoarței, ceea ce favorizează crearea de zone cu subsidență accentuată (fose) separate prin zone cu subsidență mai slabă (rîduri), fosele prezentîndu-se sub formă de cuplu eu- miogeosinclinal;

— grosimea mare a sedimentelor;

— dependența faciesurilor sedimentelor de natura și poziția sursei, precum și de intensitatea mișcărilor tectonice;

— prezența de cutări în majoritate de stil alpin, caracterizate prin cute strînse, încălecări și pînze de șariaj;

— evoluția magmatică în cadrul unui ciclu ce începe cu vulcanism bazic (ofiolitic), continuă cu plutonism acid și se încheie cu vulcanism bazic final;

— individualizarea unei fose eugeosinclinale cu poziție internă curgeri ofiolitice, orogeneză și fliș precoce, precum și a unei fose miogeosinclinale cu poziție externă, spre craton, lipsită de ofiolite sau vulcanite, cu orogeneză și fliș tardive.

— polaritate geosinclinală (migrația axei fosei principale de sedimentare de la interior la exterior) și polaritate orogenică (migrația frontului orogenic de la interior spre exterior).

Sedimentația geosinclinală. Grosimea mare a sedimentelor a fost considerată, încă de acum un secol, una din caracteristicile principale ale seriilor geosinclinale.

După Haug (1900) maximum de grosime a sedimentelor este atins în axa fosei, iar după Schuchert (1923) și Stille (1913) profilul zonei de depunere este asimetric, maximum de acumulare fiind în vecinătatea ariei de sursă (zonă de ridicare permanentă situată în spate).

Sedimentația este funcție directă de cadrul tectonic general, fiind diferită în timp și spațiu în raport de subsidență, sursă, orogeneză etc.

Aubouin (1965) arată că fosa eugeosinclinală este umplută cu fliș înaintea fosei miogeosinclinale, deosebind sedimentația de prefliș, fliș și postfliș (molasă).

Sedimentația de prefliș se caracterizează prin sedimente *pelagice* (calcare silicioase, radiolarite) în fose și *neritice* (faciesuri carbonatate) pe ridurile aflate la adîncime mică sau pelagică pe ridurile situate la adîncime mare.

Radiolaritele sînt roci caracteristice acestei perioade, fiind roci silicioase formate prin acumularea testurilor de radiolari. Adeseori sînt asociate cu ofiolite, ceea ce a făcut pe unii autori să considere că radiolaritele au luat naștere în apele marine bogate în silice, de peste curgerile de ofiolite.

Sedimentația de fliș se produce în stadiul de umplere a geosinclinalului și se caracterizează prin aport mare de material detritic, rezultînd formațiunea de fliș (formațiune sinorogenică, preparoxismală).

F l i ș u l este caracterizat prin grosimea mare a sedimentelor (pînă la 6 000 m), care sînt alcătuite dintr-o alternanță de gresii, marne, argile, calcare, uneori conglomerate. Depunerile prezintă ritmicitate (ritmuri binare sau ternare) și structuri de curent situate atît în interiorul stratelor cît și pe suprafețele gresiilor (figuri de curent). După predominanța uneia sau alteia dintre roci se deosebesc diverse categorii de fliș: marno-grezos, argilo-grezos, grezo-argilos, grezo-conglomeratic, calcaros etc., iar după apropierea de sursa de aport a materialului detritic: fliș proximal (în apropiere), fliș normal, fliș distal (în depărtare).

Sedimentația de postfliș (molasă) este caracteristică perioadei tardigeosinclinale, are loc în avant-fose, intra-fose și arrière-fose și constă din sedimente detritice de mică adîncime: gresii, marne, conglomerate, dezvoltate în bancuri groase.

Tectonica geosinclinală. Stille (1937) remarca la un geosinclinal două stiluri tectonice: *alpinotip* caracterizat prin cute strînse și pînze, dezvoltat în ortogeosinclinale și *germanotip*, pus în evidență în parageosinclinale, caracterizat prin falii cu înclinare mare și cute-falii.

Aubouin (1965) deosebește în lanțurile geosinclinale, structuri geosinclinale propriu-zise și structuri aparținînd stadiilor terminale ale evoluției geosinclinale:

— structura tectonică a foselor eugeosinclinale se caracterizează prin dezvoltarea pînzelor de soclu și a pînzelor superficiale, la alcătuirea cărora ia parte flișul;

— fosa miogeosinclinală este caracterizată printr-o structură în care se dezvoltă cute de fund ale masivelor cristaline externe și pînze de decolare, superficiale (ex. pînzele helvetice din Alpii occidentali).

Pînzele provenite din eugeosinclinale sînt șariate peste ridul miogeanticlinal și ajung uneori că încalce peste formațiunile aparținînd fosei miogeosinclinale.

În lanțurile intracratonice se recunosc mișcări tectonice atît la nivelul fundamentului cît și la nivelul cuverturii:

— la nivelul fundamentului pot avea loc mișcări tensionale (care prin faliere normală conduc la formarea de horsturi și grabene în fundament) sau compresionale (care prin faliere inversă induc în cuvertură cute datorită supraîmpingerii cutelor-falii ale fundamentului);

— la nivelul cuverturii sedimentare pot avea loc desprinderi ale acesteia de fundament, cu formare de „cute superficiale".

Pătura sedimentară alunecă, de obicei, în lungul unui orizont plastic (de argilă, sare, gips), putîndu-se produce detașări diferențiale. Aceasta poate duce la o „tectonică intercutanată" (Aubouin, 1965), care se caracterizează prin prezența unei serii puternic cutate cuprinsă între două formațiuni slab tectonizate. Contactul anormal dintre formațiunea desprinsă și alunecată și „tegument" este paralel sau subparalel cu stratificația.

Aubouin (1965) arată că fazele tectonice succesive aparținînd aceluiași ciclu sau la două cicluri orogenice diferite pot avea stiluri structurale diferite.

Perioada tardigeosinclinală se caracterizează prin formarea foselor molasice care corespund unor structuri sinclinale formate în terenurile subjacente tectonizate. Stilul structural al formațiunilor este reprezentat printr-o cutare largă a depozitelor după direcții paralele sau subparalele cu cele ale structurilor geosinclinale.

Perioada postgeosinclinală se caracterizează prin dezvoltarea în poziții foarte diferite a bazinelor faliate (grabene tensionale, horsturi), contribuind la conturarea geografiei actuale. Stilul tectonic este definit prin dezvoltarea fracturilor tensionale și direcții structurale diferite de cele ale structurilor aparținînd perioadelor precedente.

Orogeneza geosinclinală. În evoluția unui geosinclinal, marele volum de sedimente care alcătuiește flișul indică existența unor importante mișcări de ridicare (orogenice), care au dat naștere unor uscaturi alungite, cu relief modest.

Orogeneza geosinclinală se desfășoară de la interior spre exterior (spre vorland), faza orogenică inițială afectînd zonele interne, iar fazele mai noi zone din ce în ce mai externe, realizîndu-se astfel *polaritatea orogenică*. Deplasarea undei orogenice de la interior spre exterior succede migrarea flișului în timp și spațiu.

Polaritatea orogenică, caracteristică fundamentală a geosinclinalelor, l-a determinat pe Aubouin (1961) să definească simetriile divergente și convergente ale geosinclinalelor complexe. Evoluția unui cuplu sau a unui număr par de cupluri eu-miogeosinclinale (fig. 11.4) conduce la formarea unor catene cu un singur sens de deversare a cutelor sau cu dublu sens de deversare.

Mișcările din perioada tardigeosinclinală sînt cele care generează adevăratul lanț de munți. Ele determină formarea unor reliefuri puternice, care prin eroziune dau naștere unui volum important de sedimente detritice, molasice.

Depresiunile molasice manifestă, în ceea ce privește apariția lor în timp sau spațiu, o polaritate orogenică, în sensul că arrière-fosele apar mai devreme decît avant-fosele.

Mișcările din timpul perioadei postgeosinclinale sînt sincrone în întreg domeniul geosinclinal, contribuind la desăvîrșirea reliefului actual.

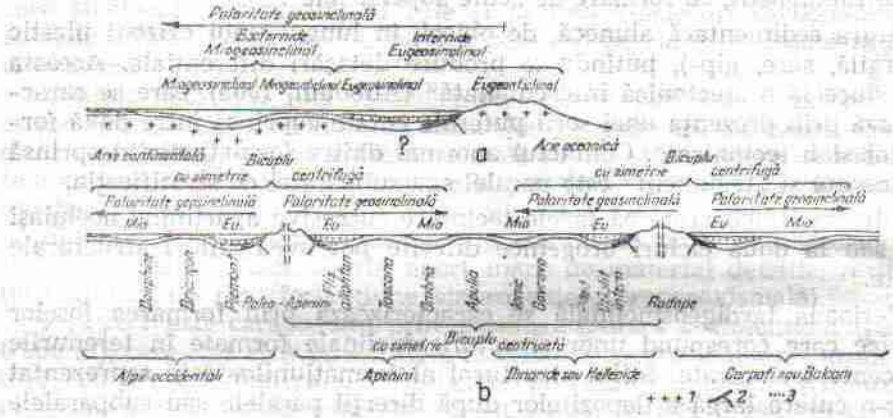


Fig. 11.4 — Scheme ale asocierii cuplurilor eugeosinclinal — mezogeosinclinal:

a — un singur cuplu; *b* — asociație de patru cupluri formînd două bicupluri cu simetrie centrifugă și un bicuplu cu simetrie centripetă (după Aubouin, 1959)

Metamorfismul și magmatismul geosinclinal

Legătura dintre metamorfism și domeniile geosinclinale a fost stabilită odată cu crearea conceptului de geosinclinal. Astfel, după Hall (1859), Dana (1873) și Haug (1900), mișcarea de subsidență a fundului domeniului geosinclinal era însoțită de ridicarea presiunii și temperaturii, care provoca transformarea (metamorfozarea) sedimentelor acumulate pe grosimi mari. În felul acesta, metamorfismul și plutonismul granitic erau legate în spațiu de zonele centrale ale domeniilor geosinclinale, iar în timp de perioada pretectonică.

Ideea metamorfismului pretectonic a fost susținută, pentru lanțul Alpilor de M. Bertrand și P. Termier (Aubouin, 1965). Alți autori, Ellenberger (1952, 1959), Wenk (1956), Aubouin (1965), au arătat că metamorfismul geosinclinal este posttectonic și legat de zonele interne ale domeniilor geosinclinale. Aubouin (1965) a remarcat că în Helenide, metamorfismul alpin apare în zonele interne (ridul eugeanticlinal pelagonian, zona Vardar) și este anterior molasei tardigeosinclinale a intra-fosei Vardarului.

Seriile geosinclinale prealpine au caracteristici metamorfice și magmatice asemănătoare celor care aparțin ciclului alpin.

Magmatismul geosinclinal, legat la început de zonele mediane ale geosinclinalelor, este considerat de Stille (1940) ca fiind tipic pentru zonele interne (=Internide), pe care le denumește *pliomagmatice*.

Stille a recunoscut mai multe episoade magmatice, a căror ordine de manifestare într-un ciclu geotectonic permite separarea a trei faze:

— o fază inițială, cu vulcanism simatic (ofiolite sau inițialite), ce se desfășoară în zona internă (eugeanticlinal și eugeosinclinal);

— a doua fază, reprezentată printr-un plutonism granitic sinorogen, legat de paroxismul orogenic, în cadrul căreia separă un magmatism „primorogen" (la începutul paroxismului orogenic) și unul „serorogen" (la sfîrșitul perioadei paroxismale);

— a treia fază, după paroxismul orogenic (postparoxismală sau postorogenică), în cadrul căreia a deosebit un vulcanism sialic subsecvent de tip andezitic, un plutonism granitic intercedent și un vulcanism bazic final (bazaltic).

Ofiolitele reprezintă o suită de roci bazice (simatice) care cuprind, după Aubouin (1965): roci fin granulare (bazalte, spilite, pillow-lava) și mediu granulare (dolerite), care formează o carapace în jurul masei ofiolitice; roci grosier granulare (peridotite, piroxenite, gabbrouri, diorite și cuarț-diorite), care alcătuiesc masa ofiolitică.

Ofiolitele se localizează la marginea ridului eugeanticlinal și se asociază cu radiolarite.

11.2.3. Stadii de evoluție a regiunilor geosinclinale

Dezvoltarea în stadii succesive a geosinclinalelor este o idee veche, introdusă încă de Haug (1908) și reluată ulterior de Stille (1913), Termier (1952), Aubouin (1961, 1965).

Aubouin (1961, 1965) a elaborat o teorie referitoare la fazele de evoluție a regiunilor geosinclinale, în cadrul căreia prezintă o schemă de evoluție paleogeografică și tecto-orogenică a unui cuplu eugeosinclinal-miogeosinclinal, imaginat și exemplificat după exemplul ciclului alpin din domeniul mediteranean. Divizează istoria evoluției unui geosinclinal în trei perioade: perioada geosinclinală, perioada tardigeosinclinală și perioada postgeosinclinală, divizate la rîndul lor în stadii.

Perioada geosinclinală cuprinde trei stadii principale:

Stadiul de individualizare este stadiul în cursul căruia iau naștere zonele izopice caracteristice geosinclinalului. Pe baza exemplului Helenidelor, autorul apreciază că în cadrul aceluiași cuplu apare mai întîi șanțul eugeosinclinal și apoi cel miogeosinclinal. Această afirmație implică stabilirea de la început a unei polarități geosinclinale, fapt ce nu se confirmă în majoritatea situațiilor.

Stadiul de stare (=de dezvoltare) se caracterizează prin existența elementelor constitutive ale geosinclinalului, cuplul eugeosinclinal-miogeosinclinal (fig. 11.5 *a*). În acest stadiu se disting o fază de vacuitate și una de umplere. Faza de vacuitate este caracterizată de absența reliefului emers, iar sedimentația este pelagică, lipsită de depozite terigene. Caracteristica principală a acestei faze este că în fiecare zonă izopică (șanț sau rid) are loc o sedimentație proprie, specifică. De asemenea în cursul aces-

tei faze sînt emise ofiolite pe marginea internă a şanţului eugeosinclinal, cărora li se asociază formarea radiolaritelor, şi intervine o uşoară instabilitate tectonică care produce distensiune şi variaţii în sedimentaţie.

Faza de umplere, dezvoltată în continuare, are ca principal eveniment instalarea sedimentaţiei de fliş în zonele interne, prin emergenţa unei cordiliere alungite axial.

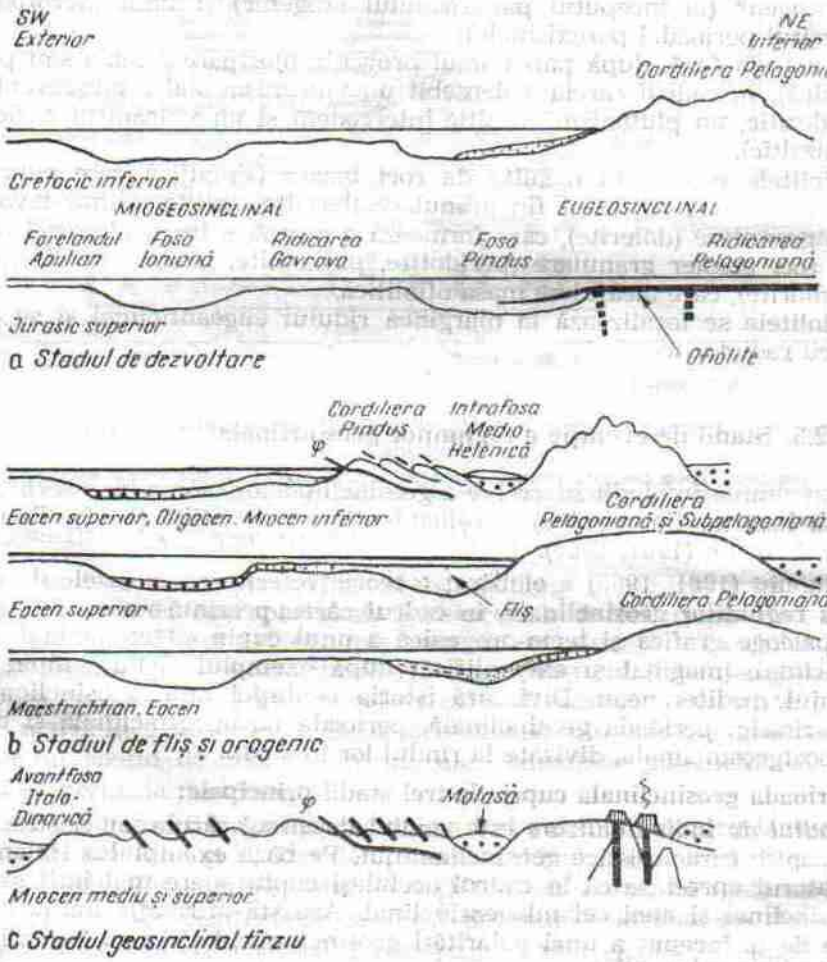


Fig. 11.5 — Stadiile de evoluţie a geosinclinalelor, după exemplul evoluţiei lanţului Helenidelor (după Aubouin, 1961).

Stadiul de fliş şi orogenic (=de orogeneză) reprezintă intervalul de timp cu cea mai intensă activitate tectonică şi sedimentară. Mişcările tectonice dau naştere structurii principale a lanţului muntos, zonele ridicate fiind puternic erodate (pînă la soclul cristalin), iar materialul rezultat este depus ca fliş în zonele învecinate din faţă (spre vorland). În acest

stadiu apare polaritatea orogenică, legată de desfășurarea orogenezei de la interior spre exterior, ceea ce explică formarea structurilor cutate și șariajelor la momente din ce în ce mai noi spre exteriorul centurii orogenice.

Perioada tardigeosinclinală (=geosinclinală tîrzie) urmează după cea geosinclinală, fiind mai precoce în zonele interne (fig. 11.5 *c*). Seriile sedimentare sînt discordante peste cele precedente (marcînd depunerea lor ulterioară tecto-orogenezei geosinclinale), au caracter detritic, sînt foarte groase și îmbracă un facies de molasă. Fosele molasice se dezvoltă la interiorul lanțului cutat (arrière-fose), la exteriorul lanțului (avant-fosă) sau chiar în cuprinsul său. Perioada tardigeosinclinală este însoțită de o activitate magmatică postorogenică (vulcanism subsecvent, sensul Stille), cu importante manifestări vulcanice de tip andezitic.

Perioada postgeosinclinală reprezintă ultima etapă a evoluției zonei geosinclinale. În cadrul ei se produc mișcări tectonice care dau naștere la zone izotopice fără nici o legătură cu evenimentele precedente. Sînt mișcări verticale pozitive și negative (de reajustări izostatice), care afectează preferențial zonele interne. În cadrul ciclului tectonic alpin, Aubouin (1961) distinge în cadrul mișcărilor postgeosinclinale două perioade principale: una la sfîrșitul Miocenului și alta la limita Pliocen/Cuaternar, care desăvîrșesc morfologia actuală și care continuă încă. Magmatismul care se manifestă în această perioadă corespunde „magmatismului final" al lui Stille.

11.2.4. Geosinclinalele în concepția tectonicii plăcilor

Conceptul de tectonică a plăcilor a fost aplicat la geosinclinal de Mitchell și Reading (1969), Dewey și Bird (1970), Dickinson (1971), Dietz (1972) și alții. Ei au arătat că multe din trăsăturile sedimentare și tectonice ale geosinclinalelor vechi și ale centurilor orogenice ar putea fi explicate prin comparație cu plăcile tectonice și marginile continentale.

Cielul geotectonic clasic cuprinde o secvență progresivă de evenimente raportate la teoria geosinclinalelor asupra formării lanțurilor muntoase. În cadrul acestui model, centuri alungite, fixe, cu subsidență și sedimentație active, cunoscute ca geosinclinale, sînt precursorii necesari ai orogenelor.

Tectonica plăcilor arată că un orogen se dezvoltă de-a lungul limitelor plăcilor convergente, dar, spre deosebire de teoria geosinclinală, nu necesită o secvență ordonată de evenimente care să se deruleze în aceeași ordine în spațiu și timp pentru toate centurile orogenice. Succesiunea de evenimente poate varia semnificativ depinzînd de interacțiuni posibil diferite ce se dezvoltă la limitele de plăci convergente.

Încercarea de reconciliere între ipotezele geosinclinale și interpretările bazate pe tectonica plăcilor se poate face prin considerarea a două modele de bază privind evoluția:

— primul model se bazează pe „ciclul Wilson" (Wilson, 1966), care presupune că oceanele moderne ar fi putut trece prin stadii repetate de

deschidere și închidere, în cadrul evoluției cărora au loc procese de riftare intracontinentală, generare de fund oceanic, subducție și coliziune;
— al doilea model are la bază formarea centurilor orogenice prin culisaj, adică formarea și evoluția bazinelor de tip geosinclinal în legătură cu activitatea marilor falii de decroșare (sau transformante), care pot conduce la deschiderea prin mișcări de distensiune și apoi închiderea, cutarea și ridicarea, prin mișcări de compresiune a acestor bazine.

Derularea unui ciclu Wilson, aplicat la oceanul Atlantic, este descrisă de Dietz (1972), care încearcă în acest mod să explice formarea Appalași-

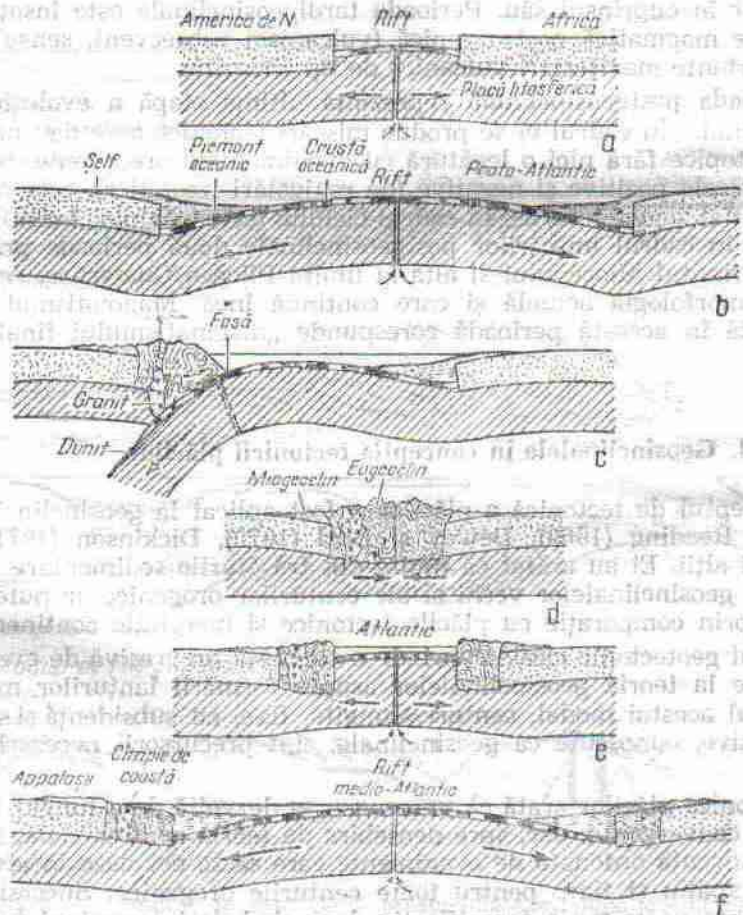


Fig. 11.6 — Derularea unui „ciclu Wilson", exemplificat prin deschiderea, închiderea și iar deschiderea Atlanticului:
a — începutul separării Africii de America de Nord în timpul Precambrianului superior; *b* — stadiul de Proto-Atlantic, cu formare a două margini continentale pasive; *c* — începutul subducției cu formarea marginii continentale active, unde sedimentele sînt deformate; *d* — închiderea Proto-Atlanticului și formarea liniei de sutură; *e* — redeschiderea Atlanticului (circa 180 milioane de ani), spargerea realizîndu-se pe vechea linie de sutură; *f* — stadiul actual al Atlanticului cu cele două margini continentale pasive (după Dietz, 1972).

lor și a Caledonidelor, precum și actuala structură, prin următoarea succesiune de evenimente (fig. 11.6):

a — În timpul Precambrianului America de Nord și Africa au fost separate printr-un rift de expansiune, între ele dezvoltîndu-se un ocean.

b — Procesul de expansiune a avansat formîndu-se Proto-Atlanticul (Atlanticul vechi), astfel încît crusta oceanică nouă este creată pe ambele părți ale plăcilor ce se mișcă divergent în raport cu o dorsală. În timpul răcirii crustei oceanice, direcția de magnetizare ia semnul cîmpului magnetic al Pămîntului. Pe marginea fiecărui continent (margini pasive) se acumulează sedimente ce aparțin cuplului geosinclinal: miogeoclin pe șelful continental și eugeoclin pe fundul oceanului (formînd piemontul oceanic).

c — Are loc decuplarea plăcii oceanice de cea continentală și începutul subducției, astfel încît o margine continentală devine activă, formîndu-se morfologic o fosă oceanică. Consecința subducției o reprezintă formarea structurilor vechi ale Appalașilor, eugeoclinul fiind strivit și împins spre miogeoclin. În depozitele eugeoclinului sînt intruse magme în ascensiune, care se consolidează în adîncime (formînd plutoni granitici) sau ajung la suprafață (formînd arcuri andezitice). La sfîrșitul acestui stadiu, Proto-Atlanticul a fost complet închis.

d — Masele continentale de pe părțile opuse sînt aduse în coliziune, fiind strivite astfel încît între ele rămîne numai o falie transformantă. Sedimentele erodate formează depozite deltaice și fluviatile de tip molasă. America de Nord și Africa au fost aparent legate în acest fel în perioada dintre 350 și 225 milioane de ani.

e — Atlanticul actual a început să se redeschidă acum circa 180 milioane de ani, zona de rupere (de unde a început expansiunea) fiind sutura veche dintre cele două continente.

f — Atlanticul își continuă deschiderea și în prezent, avînd create pe marginile sale noi geosinclinale.

1. **Evoluția unui geosinclinal prin „ciclul Wilson".** Trăsăturile majore tectonice și sedimentare ale unor lanțuri orogenice pot fi raportate ciclului de deschidere și închidere oceanică, care conduce la coliziune continentală.

În istoria geologică a formării și evoluției unei margini continentale, care reprezintă o zonă cu mare mobilitate, asimilată unui geosinclinal vechi, se pot recunoaște mai multe stadii de evoluție, comparabile cu stadiile geosinclinalelor clasice.

Marginea continentală pasivă de tip atlantic a constituit un model pentru comparația cu geosinclinalele clasice (Dietz, 1963; Boillot, 1983), domeniul șelfului fiind asimilat miogeosinclinalului, iar domeniul piemontului oceanic eugeosinclinalului, separate prin taluzul continental asimilat unui miogeanticlinal. Dietz (1963) utilizează pentru comparația cu șelful noțiunea de miogeoclin, iar pentru piemontul oceanic cea de eugeoclin. Pentru a se ajunge la acest stadiu de evoluție marginea continentală a trecut succesiv prin mai multe stadii, ale căror evenimente tectonice și sedimentare sînt descrise de Boillot (1983) și reprezentate în fig. 11.7:

Stadiul de rift continental este caracterizat prin formarea unei structuri complexe de distensiune de tip graben, în care se acumulează depozite vulcanogen-sedimentare, lacustre și evaporite. Corespondentul actual al acestui stadiu îl reprezintă sistemul de rifturi est-africane.

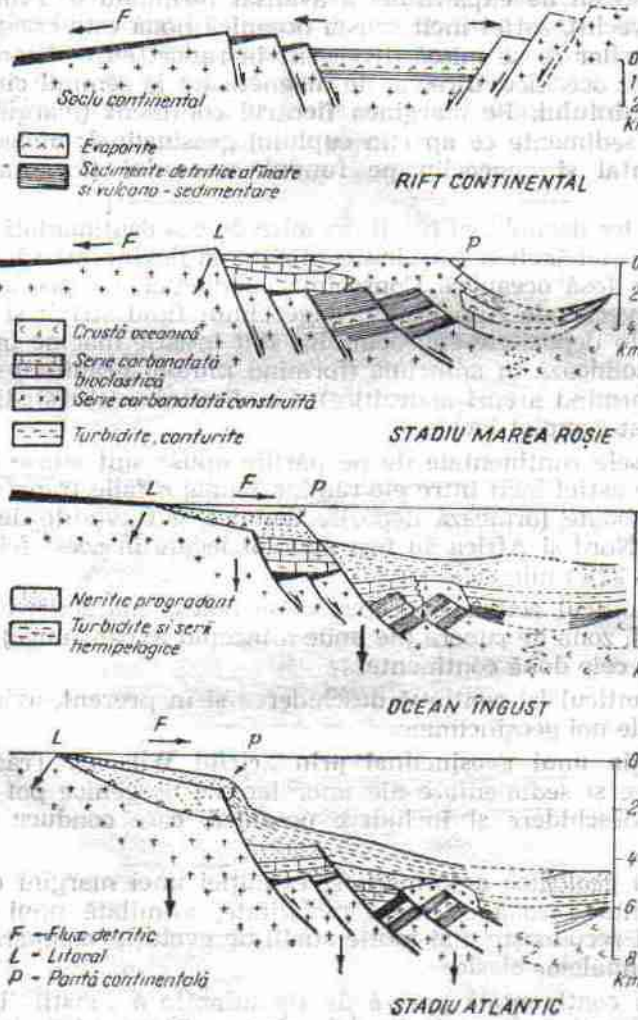


Fig. 11.7 — Stadiile de evoluție a unei margini continentale pasive (tip atlantic) (după Boillot, 1983).

Stadiul Marea Roșie, dezvoltat prin evoluția riftului continental, crusta continentală fiind spartă în zona centrală a riftului, unde se formează crustă oceanică nouă. Subsidența este acompaniată de invazia aproape totală a mării, sedimentele caracteristice fiind carbonatice neconstruite și recifale, iar în larg se depun turbidite.

Stadiul de ocean îngust, caracterizat prin subsidență continuă ce a condus la individualizarea trăsăturilor morfologice de margine continentală (șelf, taluz, piemont oceanic). Sedimentele sînt neritice pe șelf, turbidite și conturite în zona piemontului oceanic și hemipelagite în zonele de larg (pe crusta oceanică).

Stadiul atlantic, în care toate trăsăturile marginii continentale pasive sînt bine dezvoltate, deosebindu-se domeniile de sedimentare specifice șelfului, taluzului, piemontului oceanic și bazinului oceanic. Sînt prezenți curenți oceanici de suprafață și profunzi capabili să transporte sedimente în suspensie pe distanțe mari. Sedimentarea este detritică sau carbonatică pe șelf, turbidite, conturite, brecii de pantă pe taluz și piemont, și argile abisale, mîluri, radiolarite pe cîmpiile abisale.

Pînă la acest stadiu evoluția unei margini continentale ar putea fi comparată cu stadiile de individualizare și de stare din modelul lui Aubouin (1961), zonele de șelf reprezentînd miogeosinclinale, zonele de piemont și bazin oceanic — eugeosinclinale, iar taluzul — geanticlinal. Mișcările care au acționat pînă în acest stadiu au fost numai de distensiune (mișcări divergente ale plăcilor).

Evoluția, în continuare, a unui bazin oceanic, prin comparație cu un geosinclinal, presupune decuplarea plăcii oceanice de cea continentală pe o parte a oceanului și începutul subducției. Inițierea subducției coincide cu ceea ce în evoluția clasică a geosinclinalelor era definită ca „inversiune geosinclinală", adică schimbarea sensului de mișcare a forțelor tectonice de la un regim de distensiune la un regim de compresiune.

Reading (1978), discutînd evoluția geosinclinalelor prin tectonica plăcilor, pornește de la momentul inițierii subducției și recunoaște încă trei stadii: stadiul de subducție (=stadiul de dezvoltare), stadiul de bazin remanent (=de coliziune incipientă sau stadiul orogenic și de fliș) și stadiul de coliziune (=stadiul tîrziu și postorogenic) (fig. 11.8).

Stadiul de subducție (fig. 11.8 *a*) se caracterizează prin formarea unui arc continental, ridicat morfologic, alcătuit din produse ale vulcanismului extruziv, în fața căruia se dezvoltă un arc extern slab exprimat, submers (începutul formării unei prisme de acrețiune). Sedimentele sînt puternic comprimate, fiind predominant turbiditice și se acumulează în fose și pe fundul oceanului, de unde sînt răzuite în acest mic arc extern submarin. Marginea continentală, care inițial a fost pasivă, este puternic deformată și ridicată, formînd *hinterlandul*, asupra ei acționînd puternic procesul de eroziune. Marginea continentală pasivă de pe cealaltă parte a oceanului își continuă evoluția prin subsidență și acumulare de sedimente. În termenii modelului de geosinclinal (Aubouin, 1961), marginea pasivă corespunde *vorlandului* și miogeosinclinalului, iar bazinul oceanic, arcul extern incipient și arcul magmatic sînt echivalente cu eugeosinclinalul.

Stadiul de bazin remanent (fig. 11.8 *b*) presupune consumarea aproape integrală a oceanului, astfel încît marginea pasivă se apropie de zona de subducție, între ele rămînînd din ocean numai un bazin cu adîncime relativ mică denumit *bazin remanent*. Sedimentele care se acumulează sînt predominant detritice, nevulcanogenice, derivate din zonele ridicate ale

lanțului muntos și sînt alipite succesiv arcului extern care se mărește continuu. Structura arcului extern se complică, prin formarea unor încălecări majore ce se dezvoltă în același sens cu subducția, rezultînd o supraîncălecare spre vorland. În cadrul acestor încălecări pot fi cuprinse și roci crustale, ale fundamentului, formînd pînze de soclu sau chiar pînze

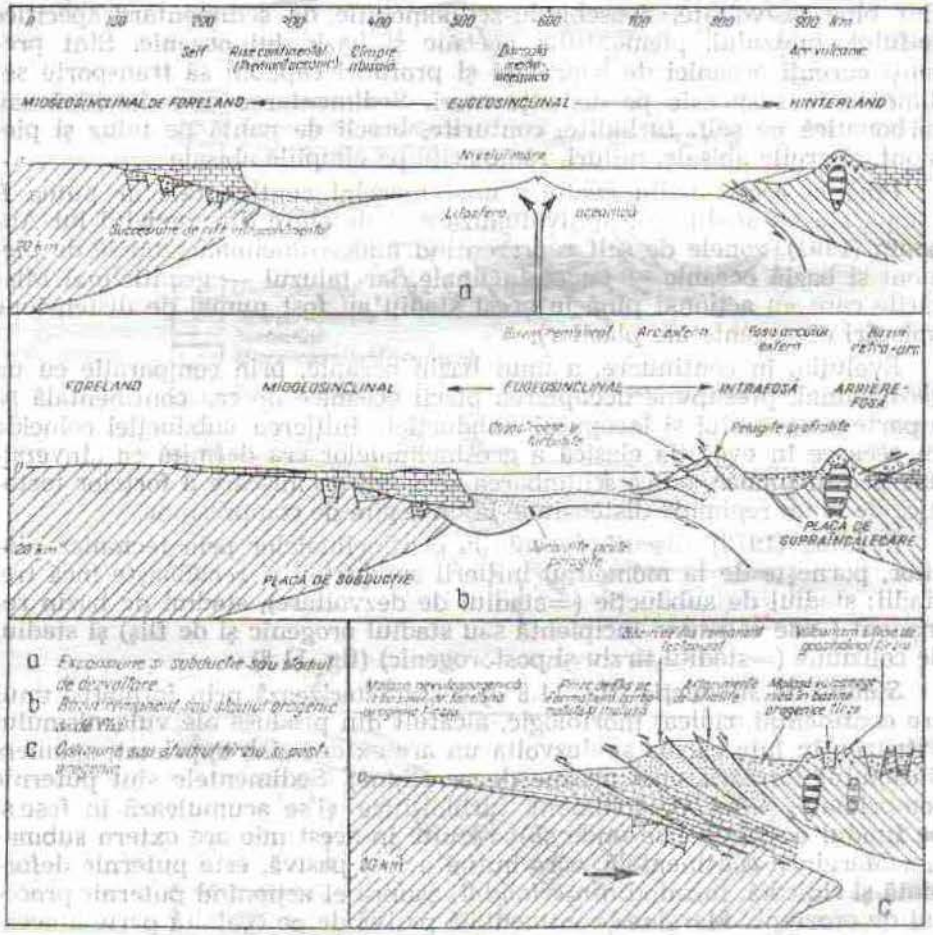


Fig. 11.8 — Evoluția unui geosinclinal de tip european în termenii tectonicii plăcilor:

a — stadiul de subducție; *b* — stadiul de bazin remanent; *c* — stadiul de coliziune (după Reading, 1978).

de obducție (atunci cînd sînt antrenate porțiuni de crustă oceanică). În termenii teoriei geosinclinale, stadiul de bazin remanent corespunde cu stadiul orogenic sau de fliș, invazia sedimentației de fliș fiind legată direct de dezvoltarea bazinelor remanente, diacrone cu coliziunea. Polaritatea geosinclinală și orogenică rezultă din creșterea tectonică a arcurilor

externe (prismei de acreţiune tectonică), atunci cînd vorlandul este subdus şi subîncălecat sub arcul extern.

Stadiul de coliziune (fig. 11.8 *c*) este echivalent cu stadiul tardigeosinclinal al modelului geosinclinal, închiderea bazinului remanent fiind acompaniată de depresionarea vorlandului continental subîncălecat. Se formează iniţial un bazin de fliş, apoi un bazin de molasă clastică groasă, care poate fi încălecată de pînzele flişului. Producerea de noi încălecări conduce la îngroşare crustală, ridicare şi eroziune. În stadiile tîrzii ale coliziunii au loc mişcări verticale de reajustare izostatică, blocurile ridicate putînd genera alunecări gravitaţionale ale cuverturii, iar blocurile coborîte dau naştere bazinelor intramontane umplute cu molasă vulcanogenică şi arcoziană.

Coliziunea nu se realizează numai între două continente; ea se poate dezvolta şi în cazul marginilor active de tip arc insular, realizîndu-se o coliziune arc-continent sau arc-arc. Dewey şi Bird (1970) prezintă complexitatea unei coliziuni continent-continent care poate să ajungă la for-

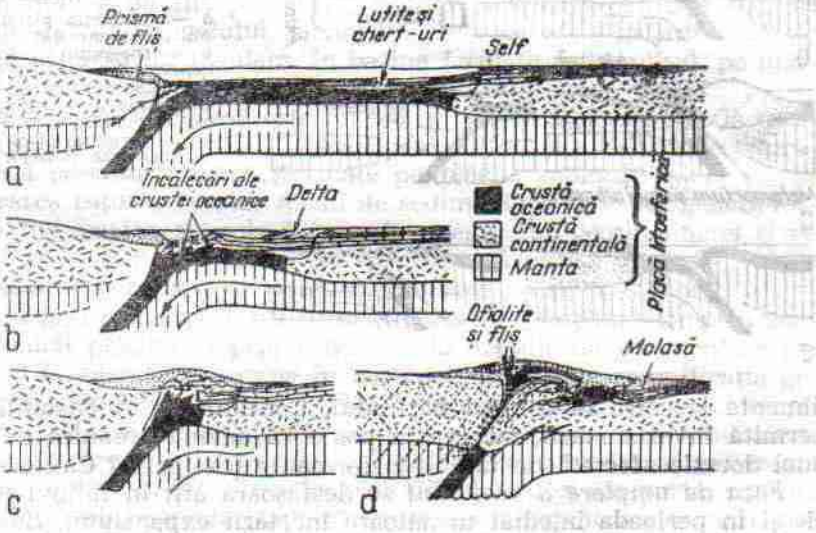


Fig. 11.9 — Succesiune de secţiuni care ilustrează coliziunea a două continente (după Dewey şi Bird, 1970).

marea unei suturi ofiolitice (fig. 11.9), precum şi principalele momente ale unei coliziuni arc-continent şi arc-arc (fig. 11.10). Urmărind procesul de derulare a unei coliziuni arc-continent se observă faptul că este posibil să se formeze şi să evolueze două zone de subducţie, una care consumă crusta oceanului şi alta care consumă crusta bazinului marginal, aceasta fiind ulterioară şi de sens opus primei.

2. **Evoluţia unui geosinclinal prin culisaj.** Zonele afectate de falii de decroşare majore pot avea o evoluţie comparabilă cu a unui geosinclinal, formîndu-se bazine de tracţiune (bazine *pull-apart*) dezvoltate în faze ce

constituie un ciclu geosinclinal. Au fost separate trei faze majore (Reading, 1980):

Faza de transtensiune conduce la formarea bazinelor mici, dezvoltate inițial în interiorul crustei continentale care se subțiază treptat permițînd magmei să se ridice, și la punerea în loc a rocilor eruptive (bazalte). Sedimentarea inițială este de tip conglomeratic pe margini și care trec în se-

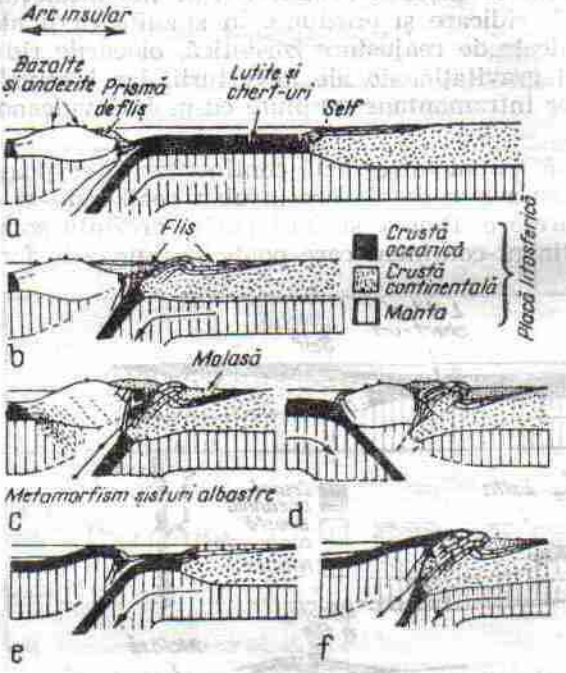


Fig. 11.10 — Succesiune de secțiuni care ilustrează coliziunea unei margini continentale de tip atlantic cu un arc insular:

a — subducția plăcii care poartă un continent sub arcul insular; *b* — începutul coliziunii *continent/arc insular*, cu formarea bazinelor de fliș; *c* — terminarea coliziunii; *d* — subducția bazinului marginal; *e*, *f* — schimbare de direcție a plăcii descendente cu formarea pînzelor de obducție (după Dewey și Bird, 1970).

dimente lacustre în centrul bazinului. Continuarea extensiunii poate să permită invazia mării, iar crusta poate să devină oceanică cu formarea unei dorsale afectată de falii transformante (ex. golful Californiei).

Faza de umplere a bazinului se desfășoară atît în timpul extensiunii cît și în perioada imediat următoare încetării expansiunii. Se formează, în continuare, conglomerate și brecii pe marginile bazinului, iar spre centrul bazinului au loc depuneri din curenți de turbiditate. Dacă bazinul continuă să se adîncească, sedimentele alunecă și sînt deformate spre centrul bazinului. Cînd extensiunea încetează umplerea continuă și sedimentele se pot extinde dincolo de faliile inițiale care au produs bazinul.

Faza de transpresiune este caracterizată prin acțiunea forțelor de compresiune care produc structuri cutate și chiar încălecări. Sedimentația se modifică datorită umplerii bazinului, realizîndu-se trecerea de la turbiditele marine la sedimente lacustre și chiar fluviatile, de tip molasă. Continuarea ridicării conduce la erodarea sedimentelor deformate.

Cele trei faze dau o secvență pentru fiecare bazin care trece de la prefliș, posibil ofiolitic, prin fliș, cu wildfliș local, la molasă. Deformația este

inițial extensională și devine apoi compresională, astfel încît ciclul este complet.

Cele două modele nu sînt complet distincte și multe din centurile orogenice conțin elementele ambelor.

3. **Medii de facies și medii tectonice.** Mulți geologi au raportat faciesurile sedimentare și asociațiile de faciesuri geosinclinale la medii tectonice, fiind definite formațiuni de prefliș, de fliș și de molasă, ca specifice numai regiunilor geosinclinale.

În raport cu conceptul tectonicii plăcilor, faciesurile sedimentare se pot acumula funcție de poziția lor în cadrul plăcilor sau a marginilor de placă.

Utilizarea modelelor de sedimentare de astăzi arată că faciesurile unor centuri orogenice vechi, cunoscute ca prefliș, fliș și molasă, pot fi formate în diverse medii și anume:

— Formațiunea de prefliș se poate forma în mediu oceanic (faciesurile detritice foate fine care ajung pe cîmpiile abisale), în bazine retroarc (backarc) și în bazinele distale ale jocțiunilor de culisaj.

— Formațiunea de fliș poate fi generată pe crusta oceanică (conuri abisale cum sînt al Bengalului, Gangelui, etc.), pe margini active de tip andin, în jurul arcurilor insulare, în bazine formate prin culisaj, pe marginea continentală pasivă (în zonele de piemont oceanic).

— Formațiunea de molasă este un facies continental raportat la margini convergente de plăci, fiind vulcanogenice (formate pe plăcile supraîncălecate) și nevulcanogenice (formate pe plăcile subîncălecate).

Enumerarea tuturor acestor medii de sedimentare care pot genera formațiuni de fliș, prefliș și molasă (specifice regiunilor geosinclinale) și pe care le găsim în toate centurile cutate, arată că există multe tipuri de bazine de sedimentare care ar putea fi asimilate geosinclinalelor.

În concluzie, explicarea formării și evoluției geosinclinalelor prin conceptul tectonicii plăcilor și prin raportare la mediile de sedimentare actuale, este o problemă care pune în oarecare dificultate semnificația genetică a geosinclinalelor. Trümpy (1984), discutînd problema geosinclinalelor spunea: „Geosinclinalele sînt bazine mai mult sau mai puțin alungite, complexe, care în diferite zone și la diferite epoci primesc sedimente foarte groase și care în diferite zone și în diferite epoci comportă depozite de mare adîncă. Sînt caracterizate prin subsidență accentuată și mare mobilitate a sectorului crustal. Geosinclinalele pot reprezenta oceane, bazine paraoceanice, bazine asociate arcurilor vulcanice sau nevulcanice, margini continentale, bazine intracontinentale sau ansambluri geotectonice cărora nu le cunoaștem echivalentul actual. Termenul de geosinclinal nu are nici o semnificație genetică, el este pur descriptiv."